気候変動監視レポート

2020

世界と日本の気候変動および温室効果ガス等の状況

令和3年4月

気　象　庁

VISIT…

LANZAROTE Caliente.com

気候変動監視レポート 2020

世界と日本の気候変動および温室効果ガス等の状況

気　象　庁

はじめに

「気候変動監視レポート」は、気候変動に関して、日本と世界の大気、海洋等の観測及び監視結果に基づいた最新の科学的な知見をとりまとめた年次報告で、平成 8 年（1996 年）より刊行しています。

令和 2 年（2020 年）には、シベリアや豪州等における異常高温や中国の長江中・下流域での大雨など、世界各地で極端な気象現象が発生しました。我が国でも、令和 2 年 7 月豪雨によって、東日本から西日本を中心に記録的な大雨・日照不足となりました。また、令和 2 年冬（2019 年 12 月～2020 年 2 月）の降雪量は全国的にかなり少なく、北・東日本日本海側では統計開始以降最も少ない記録を更新しました。

このような極端な気象現象の長期的な変化傾向には、地球温暖化の影響があると考えられ、気象研究所は、平成 29 年 7 月九州北部豪雨、平成 30 年 7 月豪雨、令和元年東日本台風（台風第 19 号）などいくつかの事例で、個々の極端な気象現象における気候変動の影響に関する研究を行っています。

今後地球温暖化が進行すれば、前述のような極端な気象現象がさらに変化していくと予測されています。このような地球温暖化による気候変動への対応は喫緊の課題であり、令和 2 年（2020 年）に開始された新たな国際的枠組みである「パリ協定」や、気候変動の影響に対する適応策の充実・強化を図る「気候変動適応法」（平成 30 年 12 月施行）等、国内外で気候変動に関する取組が一層進んでいます。

こうした状況を踏まえ文部科学省と気象庁は、日本における気候変動対策の効果的な推進に資することを目的として、日本の気候変動について、これまでに観測された変化と、今後世界平均気温が 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）及び 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）で推移した場合の将来予測をとりまとめ、令和 2 年 12 月 4 日に「日本の気候変動 2020 —大気と陸・海洋に関する観測・予測評価報告書—」として公表しました。当該報告書の観測された変化の記述には、これまでの「気候変動監視レポート」の知見も用いられています。

本レポートが、気候変動に関する理解の一助になり、気候変動に対応する国内外の関係機関、関係者に広く活用されることを願っております。

令和 3 年 4 月
気象庁長官　長谷川 直之

目次

トピックス ……………………………………………………………………*1*

Ⅰ　2020 年冬（2019 年 12 月～2020 年 2 月）の記録的な高温と少雪 ……………1

Ⅱ　2020 年 8 月に日本の南を中心とした海域で海面水温が過去最高を記録 ………4

第 1 章　2020 年の気候 ………………………………………………………*6*

1.1　世界の天候・異常気象…………………………………………………………6

1.2　日本の天候・異常気象 ……………………………………………………14

1.2.1 年間の天候 ……………………………………………………………………14

1.2.2 季節別の天候 …………………………………………………………………15

1.3　大気・海洋の特徴 …………………………………………………………19

1.3.1　季節別の大気・海洋の特徴 ………………………………………………19

1.3.2　対流圏の平均気温 ……………………………………………………………25

1.3.3　夏季アジアモンスーン …………………………………………………25

1.3.4　台風 ………………………………………………………………………26

第 2 章　気候変動 ……………………………………………………………*27*

2.1　気温の変動 ……………………………………………………………………27

2.1.1 世界の平均気温 ………………………………………………………………27

2.1.2 日本の平均気温 ………………………………………………………………28

2.1.3 日本における極端な気温 ……………………………………………………29

2.1.4 日本の大都市のヒートアイランド現象 ……………………………………30

2.2　降水量の変動 …………………………………………………………………33

2.2.1 世界の陸域の降水量 …………………………………………………………33

2.2.2 日本の降水量 …………………………………………………………………34

2.2.3 日本における大雨等の発生頻度 ……………………………………………34

2.2.4 アメダスで見た大雨発生頻度 ………………………………………………36

2.2.5 日本の積雪量 …………………………………………………………………37

2.3　日本におけるさくらの開花・かえでの紅（黄）葉日の変動…………………38

2.4　台風の変動 ……………………………………………………………………40

2.5　海面水温の変動 ………………………………………………………………41

2.5.1 世界の海面水温 ………………………………………………………………41

2.5.2 日本近海の海面水温 …………………………………………………………42

2.6　エルニーニョ／ラニーニャ現象と太平洋十年規模振動 ……………………… 43
2.6.1 エルニーニョ／ラニーニャ現象 ……………………………………………………43
2.6.2 太平洋十年規模振動（Pacific Decadal Oscillation：PDO） ……………………44

2.7　世界の海洋の貯熱量の変動 …………………………………………………… 45

2.8　日本沿岸の海面水位の変動 …………………………………………………… 46

2.9　海氷域の変動 ……………………………………………………………………… 48
2.9.1 北極・南極の海氷 ………………………………………………………………48
2.9.2 オホーツク海の海氷 ……………………………………………………………49

2.10　北半球の積雪域の変動 ………………………………………………………… 50

第 3 章　地球環境の変動 ……………………………………………………52

3.1　温室効果ガスの変動 ……………………………………………………………… 52
3.1.1 世界と日本における二酸化炭素 ………………………………………………53
3.1.2 世界と日本におけるメタン ……………………………………………………64
3.1.3 世界と日本における一酸化二窒素 ……………………………………………66
3.1.4　世界と日本におけるハロカーボン類 …………………………………………67

3.2　日本におけるエーロゾルと地上放射の変動 ………………………………… 70
3.2.1　　エーロゾル ……………………………………………………………………70
3.2.2　　黄砂 ……………………………………………………………………………70
3.2.3　　日射と赤外放射 ………………………………………………………………71

変化傾向の有意性の評価について…………………………………………74

用語一覧（五十音順）　…………………………………………………75

参考図………………………………………………………………………79

引用文献……………………………………………………………………81

謝辞…………………………………………………………………………84

気候変動に関する情報リスト　…………………………………………85

トピックス

Ⅰ　2020 年冬（2019 年 12 月～2020 年 2 月）の記録的な高温と少雪

○　東・西日本で記録的な暖冬

冬型の気圧配置が続かず、全国的に寒気の流入が弱かったため高温となる時期が多く、東日本以西の冬の気温はかなり高かった。特に、東・西日本では最も高い記録を更新した（統計開始は1946/1947 年冬）。

○　冬の降雪量は全国的にかなり少なく、北・東日本日本海側で記録的な少雪となった

冬型の気圧配置が続かず、寒気の影響を受けにくかったため、全国的に冬の降雪量はかなり少なく、北・東日本日本海側では最も少ない記録を更新した（統計開始は1961/1962 年冬）。

○　冬の日照時間は、東日本太平洋側でかなり少なく、降水量は西日本日本海側でかなり多かった

低気圧や前線の影響を受けやすかったため、東日本太平洋側で日照時間がかなり少なく、西日本日本海側で降水量がかなり多かった。

(1)天候の状況

12 月上旬は北日本と沖縄・奄美を中心に、また、2 月上旬には北日本で一時的に強い寒気の影響を受けたほかは、冬を通して冬型の気圧配置となる日が少なかったことや、寒気の流入が弱かったことから、全国的に高温となる時期が多かった。冬の平均気温は、東・西日本と沖縄・奄美でかなり高く、北日本で高かった。特に、東・西日本ではたびたび顕著な高温となり、冬の平均気温の平年差[1]がそれぞれ+2.2℃、+2.0℃と、冬として最も高い記録を更新した（統計開始は 1946/1947 年の冬）。地点では、全国の気象台等 153 地点のうち 111 地点で最も高い記録を更新した(タイを含む)。冬の降雪量は全国的にかなり少なく、北・東日本日本海側では平年比がそれぞれ 44%、7%と最も少ない記録を更新した（統計開始は 1961/1962 年の冬）。また、冬型の気圧配置となる日が少なく、低気圧の影響も受けにくかったため、冬の降水量も北日本日本海側でかなり少なく、東日本日本海側で少なかったほか、冬の日照時間は北・東日本日本海側で多かった。一方、本州付近を低気圧や前線が通過することが多かったため、冬の降水量は西日本日本海側でかなり多く、西日本太平洋側で多かったほか、冬の日照時間も東日本太平洋側でかなり少なく、西日本で少なかった。沖縄・奄美では、低気圧や前線、寒気の影響を受けにくかったため、日照時間はかなり多く、降水量は少なかった。

(2)大気の流れの特徴

2020 年冬（2019 年 12 月～2020 年 2 月）は、シベリア高気圧及びアリューシャン低気圧がともに期間を通して平年よりも弱かったため、冬型の気圧配置となる日が少なく、日本付近への寒気の流入が平均して弱かった。日本周辺のこのような循環場の形成には、偏西風の蛇行や正の北極振動による影響が考えられる。冬平均した熱帯域と北半球中高緯度域の循環場の状況をそれぞれ図 I.1、図 I.2 に示す。

大気上層を流れる偏西風（亜熱帯ジェット気流）は、冬を通して日本付近で北に蛇行し続けた。この一因として、熱帯域の積雲対流活動がインドネシア付近で不活発だったため、中国南部付近で亜熱帯ジェット気流が南に蛇行したことが影響したと考えられる。さらに、インド洋西部で海面水温が平年より高く、積雲対流活動が活発であったことにより、アラビア半島付近で亜熱帯ジェット気流が北に蛇行したことや、1 月以降はヨーロッパ付近で上層のジェット気流が北へ蛇行したことも、亜熱帯ジェット気流の蛇行に影響したとみられる（図 I.1）。

1　「平年値」については巻末の用語一覧を参照。

インド洋西部の高い海面水温は、2019 年夏から秋にかけて持続した正のインド洋ダイポールモード現象[2]に伴うものであると考えられる。インド洋において海面水温が平年に比べて西部で高く東部で低い分布は同年 12 月まで続き、西部で平年より高い状況はその後も続いた。インドネシア付近で積雲対流活動が不活発となったことには、インド洋の海面水温の状況に加え、日付変更線付近で海面水温が平年より高く、積雲対流活動が活発であったことも影響したと考えられる。

北半球では 1 月以降、正の北極振動が卓越し、ユーラシア大陸北部では寒帯前線ジェット気流が明瞭化するとともに、ヨーロッパからシベリア東部にかけての広い範囲で例年より高温となった。この影響で日本付近への寒気の流入が弱かった（図 I.2）。なお、正の北極振動は 3 月にかけても持続し、3 月の日本の記録的な高温の一因となった。

このような偏西風の蛇行や正の北極振動による影響に加えて、地球温暖化に伴う全球的な気温の上昇傾向が続いていること、さらに北半球中緯度域で全体的に対流圏の気温が著しく高かったことも、2020 年の記録的な暖冬の背景にあったと考えられる。世界及び日本の冬平均気温は、様々な変動を繰り返しながら上昇しており、長期的にはそれぞれ 100 年あたり 0.79℃、1.19℃の割合で上昇している。また、北半球中緯度域の対流圏の気温が著しく高かったことの一因として、正の北極振動に伴って寒帯前線ジェット気流が明瞭だったことが考えられる。

北日本日本海側で降雪量が少なかったことには、低気圧が本州～本州南岸を通りやすかったため、低気圧の影響を受けにくかったことも影響したと考えられる。

2020 年の記録的な暖冬をもたらした大規模な大気の流れの特徴とその要因をまとめると、図 I.3 のとおりとなる。

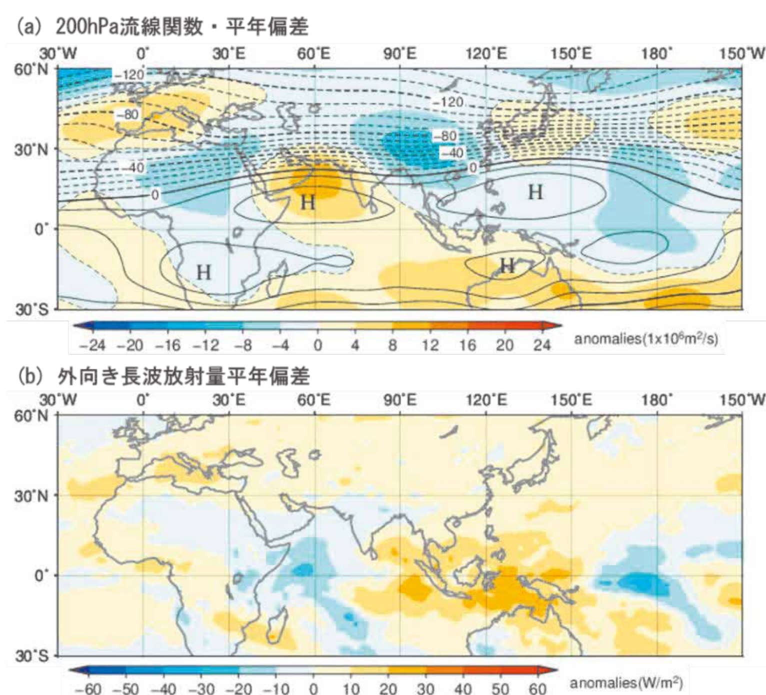
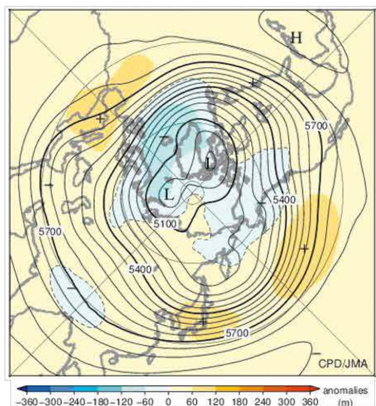


図 I.1　2020 年冬（2019 年 12 月～2020 年 2 月）平均の（a）200hPa 流線関数・平年偏差、（b）外向き長波放射量平年偏差

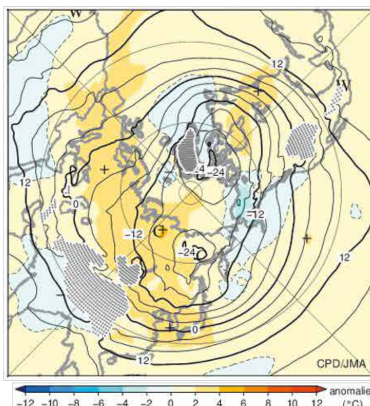
単位は（a）10×10^{6} m^2/s、（b）W/m^2 で、平年値は 1981～2010 年の平均値。(a)は気象庁 55 年長期再解析（JRA-55）、(b)は米国海洋大気庁(NOAA)より提供されたデータに基づく。

2 「インド洋ダイポールモード現象」については巻末の用語一覧を参照のこと。

(a) 500hPa高度・平年偏差



(b) 850hPa気温・平年偏差



(c) 海面気圧・平年偏差

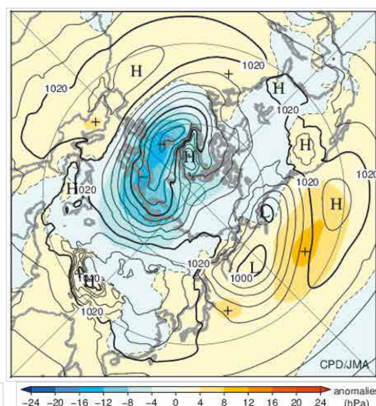


図 I.2　2020 年冬（2019 年 12 月～2020 年 2 月）平均の(a)500hPa 高度・平年偏差、(b)850hPa 気温・平年偏差、(c)海面気圧・平年偏差

単位は、(a)m、(b)℃、(c)hPa で平年値は 1981～2010 年の平均値。JRA-55 に基づく。

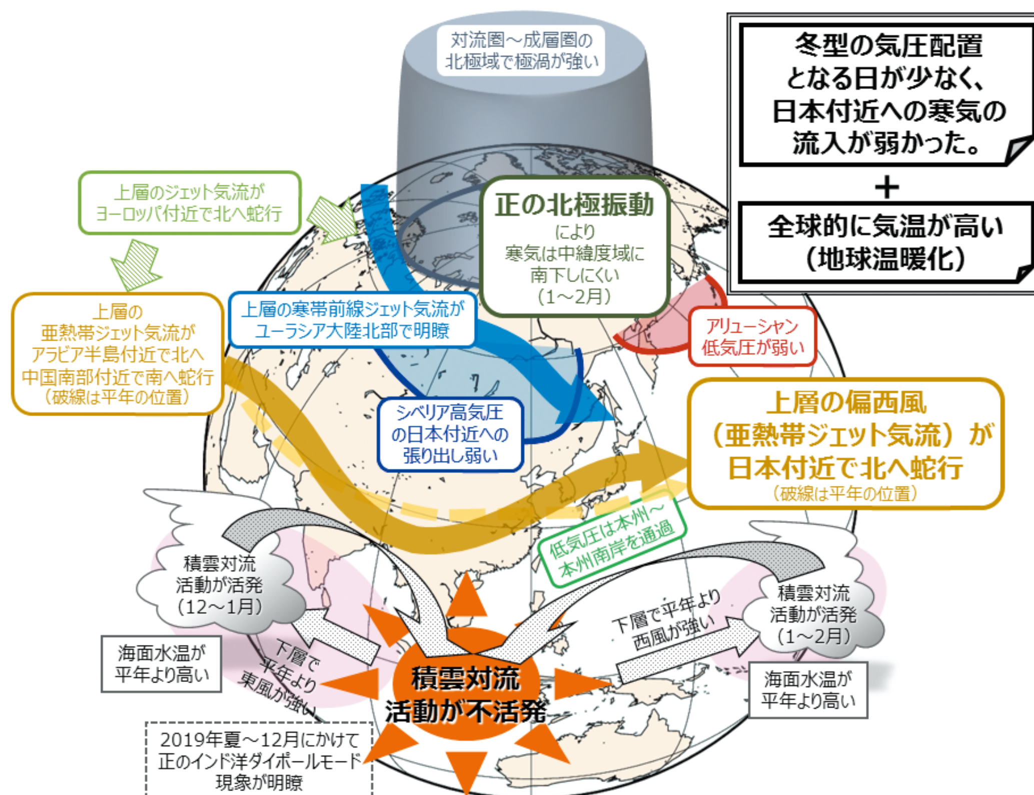


図 I.3　2020 年冬（2019 年 12 月～2020 年 2 月）の平均的な大気の流れの模式図

Ⅱ　2020 年 8 月に日本の南を中心とした海域で海面水温が過去最高を記録

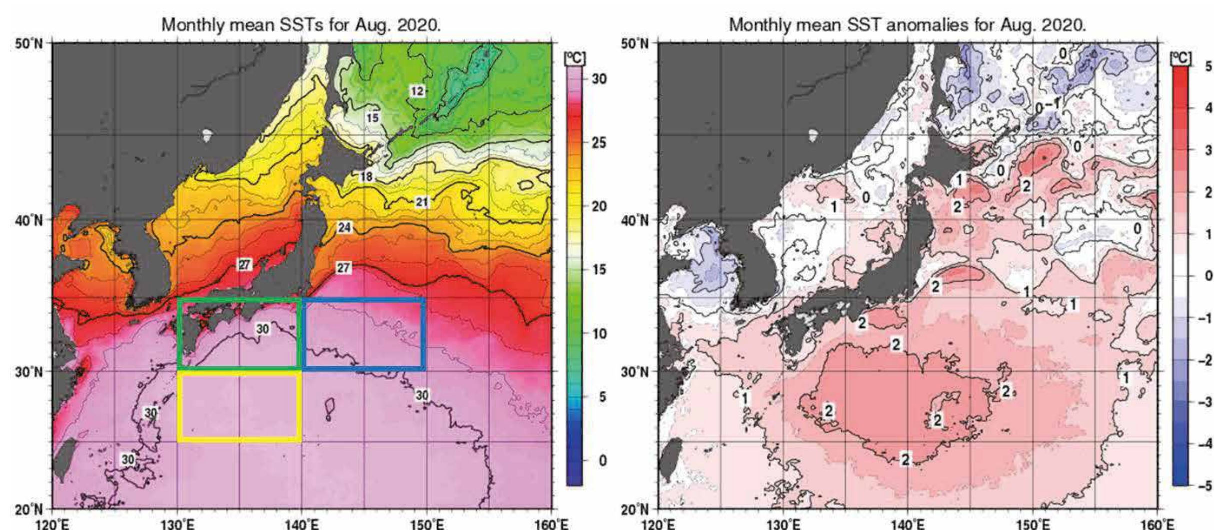
> ○　2020年8月の日本の南を中心とした海域の海面水温は、平年よりかなり高くなり、特に、関東南東方、四国・東海沖、沖縄の東では、解析値のある1982年以降で最も高くなった。

気象庁では、人工衛星、船舶、ブイ等による観測データを用いて、北西太平洋の海面水温を解析し、海洋の変動を監視している。図 II.1 は 2020 年 8 月の月平均海面水温と月平均海面水温平年偏差である。2020 年 8 月は、日本の南を中心とした海域で、海面水温が平年よりかなり高くなり、海面水温が 30℃を超える海域も広くみられた。海域別の 8 月の月平均海面水温は、関東南東方で 29.3℃（平年差＋1.6℃）、四国・東海沖で 29.8℃（平年差＋1.7℃）、沖縄の東で 30.7℃（平年差＋2.1℃）（いずれも速報値）となり、解析値のある 1982 年以降の月平均海面水温の中で最も高くなった（図 II.2）。また、8 月の平年差も、1982 年以降最も高くなった。

日本の南を中心とした海域で海面水温が過去最高となった要因として、2020 年 8 月は東・西日本から日本の南海上にかけて太平洋高気圧が強く、暖かい空気に覆われ、日射も強かったことが挙げられる。また、2020 年は、8 月までこれらの海域を台風の中心が通過しなかったため、台風による海面水温の低下が少なかったことも寄与したと考えられる。

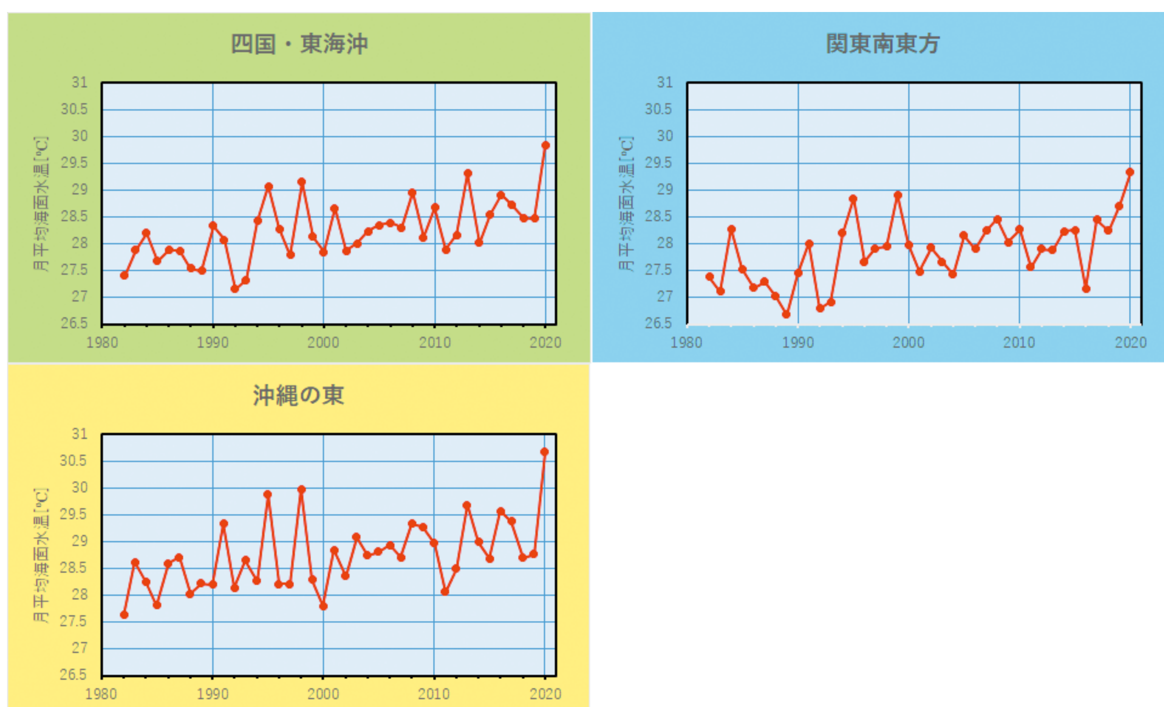
このことについて、国立環境研究所は本年（2021 年）1 月、2020 年 8 月に生じた日本南方沖を含む北西太平洋の観測史上最高海面水温の発生要因を分析した結果、過去の人間活動に伴う温室効果ガスの増加などにより、観測されたような高温の発生頻度が著しく増加しているとの最新の研究成果を発表している（Hayashi et al. 2021）。

海面水温の高い海域を通過する台風は、発達又は勢力を維持する傾向があるため、日本の南の海域で海面水温が高くなると台風があまり勢力を落とさずに接近するリスクが高まる。そのほか、海水温の上昇は、漁場の変化や養殖業への被害、サンゴの白化など様々な形で社会経済活動に影響を及ぼすと考えられる。今後も海洋の監視を継続することが重要である。



図Ⅱ.1　2020 年 8 月の月平均海面水温（左図）と月平均海面水温平年偏差（右図）

左図の青枠、緑枠、黄色枠が、それぞれ関東南東方、四国・東海沖、沖縄の東の領域を示す。平年値は 1981～2010 年の平均値。値は速報値。



図Ⅱ.2　関東南東方、四国・東海沖、沖縄の東の 8 月の月平均海面水温の 1982 年以降の推移
2020 年の値は速報値。

第１章　2020 年の気候

1.1　世界の天候・異常気象

○ 世界各地で異常高温が観測され、各国から月平均や季節平均気温の記録更新が頻繁に伝えられた。世界の年平均気温は、1891 年の統計開始以降、2016 年と並び最も高い値となった。

○ アジア各国や東アフリカ中部での大雨、米国南部～中米のハリケーンなどにより、多数の死者を伴う災害が発生した。

2020 年に発生した主な異常気象・気象災害は、図 1.1-1、表 1.1-1 のとおりである。

2020 年は、世界各地の広い範囲で異常高温が発生し（図 1.1-1 中①⑤⑧⑩⑫⑯⑱㉑㉔㉕㉖）、各国の月平均気温や季節平均気温の記録更新が頻繁に伝えられた。世界の年平均気温は、1891 年の統計開始以降、2016 年と並び最も高い値となった。シベリア及びその周辺では 1～11 月に異常高温となり（同図中①）、ロシアの 2020 年の年平均気温は、1891 年以降で最も高くなった（ロシア水文気象センター）。異常低温は、中央アジア南部及びその周辺で 9～12 月に発生した（同図中⑨）。

ヨーロッパ西部から南部では 2～3、6、8、10、12 月に異常多雨となった（同図中⑪）。英国の 2 月の月降水量は、2 月としては 1862 年以降で最も多くなった（英国気象局）。一方、アルゼンチン北部からブラジル南部では 2～3、5、9～11 月に異常少雨となった（同図中㉓）。

中国では、6～8 月に長江中・下流域などで大雨となり（同図中④）、死者と行方不明者が合計で 270 人以上になったと伝えられた（中国政府）。フィリピン～インドシナ半島では、10～11 月の大雨や台風第 15～19 号、第 22 号により（同図中⑥）、合計で 340 人以上が死亡したと伝えられた（フィリピン政府、ベトナム政府、欧州委員会）。南アジア及びその周辺では、6～10 月の大雨により（同図中⑦）、合計で 2,700 人以上が死亡したと伝えられた（インド政府、ネパール政府、パキスタン政府、EM-DAT）。イエメン西部では 6～8 月の、スーダン、ニジェールでは 6～9 月の大雨

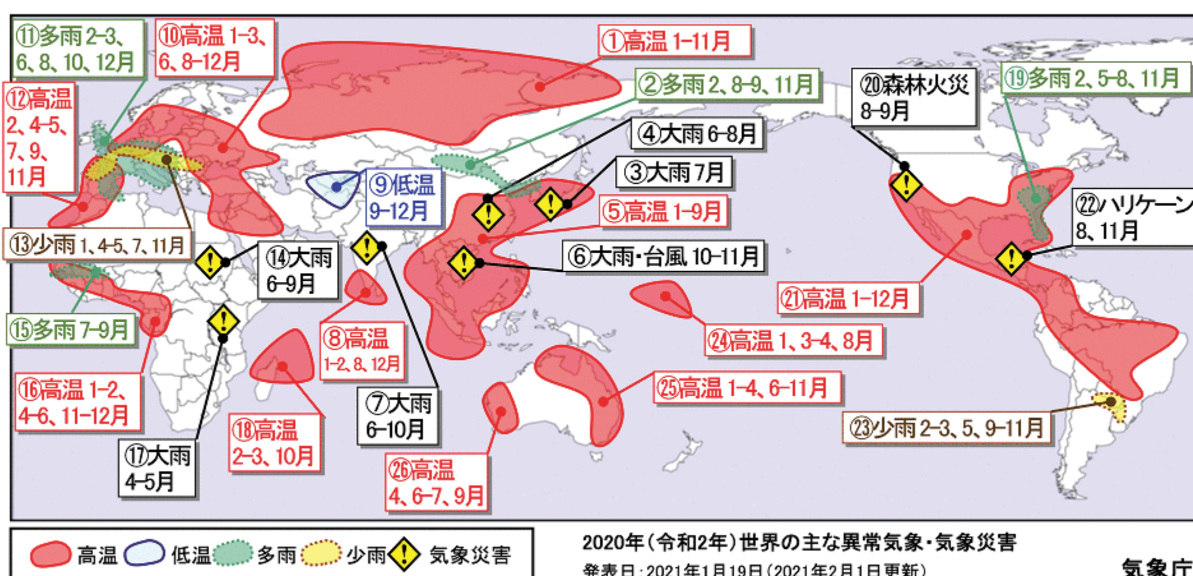


図 1.1-1　2020 年の主な異常気象・気象災害の分布図[3]

2020 年に発生した異常気象や気象災害のうち、規模や被害が大きかったものについて、おおよその地域・時期を示した。「高温」「低温」「多雨」「少雨」は、月平均気温と月降水量から異常と判断した現象が 1 年のうち 3 か月以上繰り返された場合に、地理的広がりも考慮しつつ取り上げた。ここでは異常気象を、ある場所において 30 年に 1 回以下のまれな頻度で発生する現象と定義している。災害の記述は、米国国際開発庁海外災害援助局及びルーベンカトリック大学災害疫学研究所（ベルギー）による災害データベース（EM-DAT）や各国政府機関、国連、欧州委員会等の発表に基づき、人的被害や経済的損失の大きさ、地理的広がりを考慮して取り上げている。

[3] 気象庁ホームページでは、2006 年以降の主な異常気象・気象災害の分布図を公開している。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/monitor/annual/index.html

により（同図中⑭）、合計で 370 人以上が死亡したと伝えられた（国連難民高等弁務官事務所、EM-DAT）。米国西部では、8～9 月の森林火災（同図中⑳）により合計で 30 人以上が死亡したと伝えられた（米国政府）。米国南部～中米では、8月のハリケーン「LAURA」や 11 月のハリケーン「ETA」、「IOTA」により（同図中㉒）、合計で 360 人以上が死亡したと伝えられた（米国政府、国連人道問題調整事務所、欧州委員会）。

表 1.1-1　2020 年の世界の主な異常気象・気象災害の概要

図 1.1-1 中の番号ごとに概要をまとめた。

	異常気象の種類（発生月）	地域	概況
①	高温（1～11月）	シベリア及びその周辺	・ 中央シベリア中部のビティム：1月の月平均気温－14.4℃（平年差+14.2℃）。 ・ 東シベリア西部のヤクーツク：2月の月平均気温－28.1℃（平年差+5.6℃）。 ・ 西シベリア中部のアレクサンドロフスコエ：3～5月の3か月平均気温5.6℃（平年差+7.4℃）。 ・ 中央シベリア北部のハタンガ川：6～8月、9～11月の3か月平均気温12.6℃（平年差+3.4℃）、－4.9℃（平年差+6.6℃）。 ・ ロシアの9月の月平均気温は、9月としては1891年以降で最も高かった（ロシア水文気象センター）。 ・ ロシアの冬（前年12～2月）の3か月平均気温は、冬としては1891年以降で最も高かった（ロシア水文気象センター）。 ・ ロシアの2020年の年平均気温は、1891年以降で最も高かった（ロシア水文気象センター）。
②	多雨（2、8～9、11月）	モンゴル中部～朝鮮半島	・ 中国のペキン（北京）：2月の月降水量35mm（平年比795%）。 ・ 中国のシャンシー（山西）省タイユワン（太原）：8月の月降水量254mm（平年比248%）。 ・ 大韓民国北東部のカンヌン（江陵）：9月の月降水量614mm（平年比263%）。 ・ 中国の内モンゴル自治区エレンホト（二連浩特）：11月の月降水量13mm（平年比591%）。
③	大雨（7月）	東日本～西日本	・ 東日本～西日本では、7月上旬の大雨（「令和2年7月豪雨」）により合計で84人が死亡した（9月15日現在、消防庁）。 ・ 東日本太平洋側、西日本日本海側、西日本太平洋側の7月の月降水量は、それぞれ7月としては1946年以降で最も多かった。
④	大雨（6～8月）	中国	・ 中国では、6～8月に長江中・下流域などで大雨となり、死者と行方不明者が合計で270人以上になったと伝えられた（中国政府）。 ・ 中国のフーペイ（湖北）省イーチャン（宜昌）：6～8月の3か月降水量1107mm（平年比189%）。 ・ 中国の8月の月降水量は、8月としては1961年以降で最も多かった（中国気象局）。 ・ 中国の夏（6～8月）の3か月降水量は、夏としては1961年以降で2番目に多かった（中国気象局）。
⑤	高温（1～9	東アジア東部	・ 中国（香港）のカオルン（九竜）：1月の月平均気温18.1℃（平年差

	異常気象の種類（発生月）	地域	概況
	月）	～東南アジア	+2.0℃）。 ・ 大韓民国南部のチェジュ（済州）：2月の月平均気温9.1℃（平年差+2.7℃）。 ・ タイ北部のチェンマイ：3～5月の3か月平均気温30.4℃（平年差+2.0℃）。 ・ ラオスのビエンチャン：6～8月の3か月平均気温28.9℃（平年差+0.7℃）。 ・ フィリピン中部のレガスピ：9月の月平均気温29.2℃（平年差+1.5℃）。 ・ 日本の1月、3月、6月の月平均気温は、それぞれの月としては1898年以降で最も高かった。 ・ 日本の冬（前年12～2月）の3か月平均気温は、冬としては1898年以降で最も高かった。 ・ 日本の2020年の年平均気温は、1898年以降で最も高かった。 ・ 韓国の1月、6月の月平均気温は、それぞれの月としては1973年以降で最も高かった（韓国気象局）。 ・ 韓国の冬（前年12～2月）の3か月平均気温は、冬としては1973年以降で最も高かった（韓国気象局）。 ・ 香港の1月、7月の月平均気温は、それぞれの月としては1885年以降で最も高かった（香港天文台）。
⑥	大雨・台風（10～11月）	フィリピン～インドシナ半島	・ フィリピン～インドシナ半島では、10～11月の大雨や台風第15号、第16号、第17号、第18号、第19号、第22号により、合計で340人以上が死亡したと伝えられた（フィリピン政府、ベトナム政府、欧州委員会）。 ・ ラオス南部のサバナケット：10月の月降水量263mm（平年比239%）。
⑦	大雨（6～10月）	南アジア及びその周辺	・ 南アジア及びその周辺では、6～10月の大雨により合計で2700人以上が死亡したと伝えられた（インド政府、ネパール政府、パキスタン政府、EM-DAT）。
⑧	高温（1～2、8、12月）	インド南部～スリランカ	・ インド南部のマチリパトナム：1月の月平均気温26.5℃（平年差+2.0℃）。 ・ スリランカ南西部のコロンボ：2月の月平均気温29.2℃（平年差+1.9℃）。 ・ インド南部のティルバナンタプーラム：8月の月平均気温27.9℃（平年差+1.0℃）。
⑨	低温（9～12月）	中央アジア南部及びその周辺	・ キルギス北西部のタラス：9～11月の3か月平均気温5.9℃（平年差－3.5℃）。 ・ ウズベキスタン西部のウルゲンチ：12月の月平均気温－5.3℃（平年差－5.7℃）。
⑩	高温（1～3、6、8～12月）	ヨーロッパ北部～中東中部	・ ノルウェーのオスロ：1月、11月の月平均気温1.9℃（平年差+7.1℃）、4.1℃（平年差+4.4℃）。 ・ ドイツ南西部のザールブリュッケン：2月の月平均気温5.8℃（平年差+4.1℃）。 ・ ロシアのモスクワ：3月の月平均気温3.8℃（平年差+4.8℃）。 ・ トルコ北東部のギュミュシャネ：6月の月平均気温19.2℃（平年差+1.7℃）。 ・ サウジアラビア東部のダンマム：8月の月平均気温37.1℃（平年差

	異常気象の種類（発生月）	地域	概況
			+0.9℃）。 ・ バーレーンのバーレーン：9月の月平均気温34.8℃（平年差+2.2℃）。 ・ トルコのアンカラ：9～11月の3か月平均気温15.9℃（平年差+3.0℃）。 ・ ノルウェーの冬（前年12～2月）の3か月平均気温は、冬としては1900年以降で最も高かった（ノルウェー気象局）。 ・ ノルウェーの2020年の年平均気温は、1900年以降で最も高かった（ノルウェー気象局）。 ・ デンマークの1月の月平均気温は、1月としては1874年以降で最も高かった（デンマーク気象局）。 ・ バーレーンの9月の月平均気温は、9月としては1902年以降で最も高かった（バーレーン気象局）。 ・ トルコの9月、10月の月平均気温は、それぞれの月としては1971年以降で最も高かった（トルコ気象局）。 ・ トルコの秋（9～11月）の3か月平均気温は、秋としては1971年以降で最も高かった（トルコ気象局）。
⑪	多雨（2-3、6、8、10、12月）	ヨーロッパ西部～南部	・ ドイツ南部のアウクスブルク：2月の月降水量99mm（平年比284%）。 ・ ギリシャ北部のテッサロニキ（マケドニア空港）：3月の月降水量99mm（平年比293%）。 ・ フランス中部のルピュイ：6月の月降水量171mm（平年比252%）。 ・ イタリア南東部のマリーナディジョイオサ：8月の月降水量73mm（平年比745%）。 ・ 英国北部のキンロス：10月の月降水量165mm（平年比225%）。 ・ 英国の2月の月降水量は、2月としては1862年以降で最も多かった（英国気象局）。
⑫	高温（2、4～5、7、9、11月）	ヨーロッパ西部～北アフリカ西部	・ フランス南部のモンペリエ：2月の月平均気温11.6℃（平年差+3.7℃）。 ・ スペイン北部のサンタンデル：4月の月平均気温14.8℃（平年差+2.3℃）。 ・ モロッコ北部のカサブランカ：5月の月平均気温20.3℃（平年差+1.8℃）。 ・ スペイン南部のコルドバ：7月の月平均気温30.7℃（平年差+2.6℃）。 ・ モロッコ北部のミデル：9月の月平均気温23.7℃（平年差+3.7℃）。 ・ スペイン南部のグラナダ空港：11月の月平均気温13.1℃（平年差+2.8℃）。 ・ フランスの冬（前年12～2月）の3か月平均気温は、冬としては1900年以降で最も高かった（フランス気象局）。 ・ フランスの2020年の年平均気温は、1900年以降で最も高かった（フランス気象局）。 ・ スペインの5月の月平均気温は、5月としては1965年以降で最も高かった（スペイン気象局）。
⑬	少雨（1、4～5、7、11月）	ヨーロッパ東部～南西部	・ ブルガリア東部のバルナ：1月の月降水量1mm（平年比2%）。 ・ ドイツ南部のシュトゥットガルト：4月の月降水量2mm（平年比4%）。 ・ フランス南西部のグールドン：5月の月降水量31mm（平年比37%）。 ・ フランス南西部のボルドー・メリニャック：7月の月降水量3mm（平年比6%）。

	異常気象の種類（発生月）	地域	概況
			・ ハンガリー南西部のノジコニジョ：11月の月降水量11mm（19%）。
⑭	大雨（6～9月）	イエメン西部、スーダン、ニジェール	・ イエメン西部では6～8月の、スーダン、ニジェールでは6～9月の大雨により合計で370人以上が死亡したと伝えられた（国連難民高等弁務官事務所、EM-DAT）。
⑮	多雨（7～9月）	西アフリカ中部～西部	・ マリ南西部のニオロデュサヘル：7月の月降水量256mm（平年比225%）。 ・ セネガル南西部のジギンショール：8月の月降水量837mm（平年比208%）。 ・ セネガル北東部のマタム：9月の月降水量230mm（平年比217%）。
⑯	高温（1～2、4～6、11～12月）	西アフリカ西部～中部アフリカの西部	・ コンゴ共和国のブラザビル：1月の月平均気温27.0℃（平年差+1.1℃）。 ・ セネガルのダカール：2月の月平均気温24.4℃（平年差+3.7℃）。 ・ マリ南西部のキータ：4月の月平均気温34.6℃（平年差+1.6℃）。 ・ 中央アフリカ西部のブアル：5月の月平均気温24.0℃（平年差+1.2℃）。 ・ ニジェール南東部のンギグミ：6月の月平均気温35.3℃（平年差+2.1℃）。 ・ トーゴ南部のアタクパメ：11月の月平均気温28.0℃（平年差+1.6℃）。
⑰	大雨（4～5月）	東アフリカ中部及びその周辺	・ 東アフリカ中部及びその周辺では、4～5月の大雨により合計で500人以上が死亡したと伝えられた（欧州委員会、EM-DAT）。
⑱	高温（2～3、10月）	マダガスカル北部及びその周辺	・ マダガスカル北西部のマハジャンガ：2月の月平均気温28.6℃（平年差+1.3℃）。 ・ セイシェルのセイシェル国際空港：3月の月平均気温29.2℃（平年差+1.1℃）。 ・ マダガスカル東部のトアマシナ：10月の月平均気温24.2℃（平年差+1.1℃）。
⑲	多雨（2、5～8、11月）	米国東部～南東部	・ 米国のテネシー州ノックスビル：2月の月降水量291mm（平年比270%）。 ・ 米国のイリノイ州シカゴ：5月の月降水量242mm（平年比260%）。 ・ 米国のバージニア州ワシントン・ナショナル空港：6～8月の3か月降水量476mm（平年比180%）。 ・ 米国のノースカロライナ州シャーロット：11月の月降水量170mm（平年比220%）。
⑳	森林火災（8～9月）	米国西部	・ 米国西部では、8～9月の森林火災により合計で30人以上が死亡したと伝えられた（米国政府）。 ・ カリフォルニア州では、8月に発生した“August Complex”により約100万エーカー（約4180平方キロメートル）の森林が焼失し、同州としては1932年以降で最大の焼失面積になったと伝えられた（カリフォルニア州政府）。
㉑	高温（1～12月）	北米南部～南米中部	・ メキシコ南東部のコミタンデドミンゲス：1月の月平均気温17.4℃（平年差+1.9℃）。 ・ エクアドル東部のヌエボロカフエルテ：2月の月平均気温27.0℃（平年差+1.4℃）。

	異常気象の種類（発生月）	地域	概況
			・ジャマイカ北西部のモンテゴベイ：3～5月の3か月平均気温27.7℃（平年差+1.1℃）。 ・ブラジル北部のマナウス：6～8月の3か月平均気温28.9℃（平年差+1.9℃）。 ・米国のネバダ州ラスベガス：9～11月の3か月平均気温22.9℃（平年差+2.5℃）。 ・米国北東部の7月の月平均気温は、7月としては1895年以降で最も高かった（米国海洋大気庁）。 ・米国西部と南西部の8月の月平均気温は、ともに8月としては1895年以降で最も高かった（米国海洋大気庁）。 ・米国西部の9月の月平均気温は、9月としては1895年以降で最も高かった（米国海洋大気庁）。 ・米国南西部の夏（6～8月）と米国西部の秋（9～11月）の3か月平均気温は、それぞれの季節としてはともに1895年以降で最も高かった（米国海洋大気庁）。
㉒	ハリケーン（8、11月）	米国南部～中米	・米国南部～中米では、8月のハリケーン「LAURA」や11月のハリケーン「ETA」、「IOTA」により合計で360人以上が死亡したと伝えられた（米国政府、国連人道問題調整事務所、欧州委員会）。
㉓	少雨（2～3、5、9～11月）	アルゼンチン北部～ブラジル南部	・アルゼンチン北部のリバダビア：2月の月降水量24mm（平年比21%）。 ・ブラジル南部のバジェ：3月の月降水量13mm（平年比8%）。 ・アルゼンチン北部のラスロミタス：5月の月降水量0mm（5月の月降水量平年値65.3mm）。 ・パラグアイのアスンシオン：9月の月降水量2mm（平年比3%）。 ・アルゼンチン北東部のイグアス：9～11月3か月降水量129mm（平年比21%）
㉔	高温（1、3、4、8月）	ミクロネシア南東部及びその周辺	・キリバスのタラワ：1月、3月、4月、8月の月平均気温29.2℃（平年差+1.1℃）、28.9℃（平年差+1.0℃）、29.3℃（平年差+1.4℃）、28.8℃（平年差+0.8℃）。
㉕	高温（1～4、6～11月）	オーストラリア北部～南東部	・オーストラリア東部のモーリー：1月の月平均気温30.3℃（平年差+3.6℃）。 ・オーストラリア北東部のロックハンプトン：2月の月平均気温28.6℃（平年差+2.1℃）。 ・オーストラリア北部のニュールンバイ／ゴヴ空港：3月の月平均気温28.5℃（平年差+1.3℃）。 ・オーストラリア北東部のマッカイ：4月の月平均気温25.3℃（平年差+1.7℃）。 ・オーストラリア東部のブリズベン：6～8月の3か月平均気温16.3℃（平年差+1.0℃）。 ・オーストラリア南東部のシドニー：9～11月の3か月平均気温19.9℃（平年差+1.8℃）。 ・オーストラリアの春（9～11月）の3か月平均気温は、春としては1910年以降で最も高かった（オーストラリア気象局）。

	異常気象の種類（発生月）	地域	概況
㉖	高温（4、6～7、9月）	オーストラリア西部f	・オーストラリア西部のリアマンス：4月の月平均気温29.1℃（平年差+2.5℃）。 ・オーストラリア西部のミーカサラ：6月の月平均気温16.7℃（平年差+2.5℃）。 ・オーストラリア西部のカーナーボン：7月の月平均気温19.1℃（平年差+2.7℃）。 ・オーストラリア西部のポートヘッドランド：9月の月平均気温27.1℃（平年差+3.5℃）。

年平均気温は、世界の陸上の広い範囲で平年より高く、シベリア、東アジア東部から東南アジア、ヨーロッパ及びその周辺、マダガスカル及びその周辺、北米南部から南米、オーストラリアなどでは平年よりかなり高かった（図 1.1-2）。

年降水量は、西シベリアから東アジア東部、東南アジア南部、中央アジア南部から南アジア、ヨーロッパ北部から西部、西アフリカ、北米東部～カリブ海諸国、南米東部、オーストラリア中部から南東部などでは平年より多く、中央アジア西部から東アジア中部、北アフリカ中部から西部、米国西部からメキシコ中部、南米南部などで平年より少なかった（図 1.1-3）。

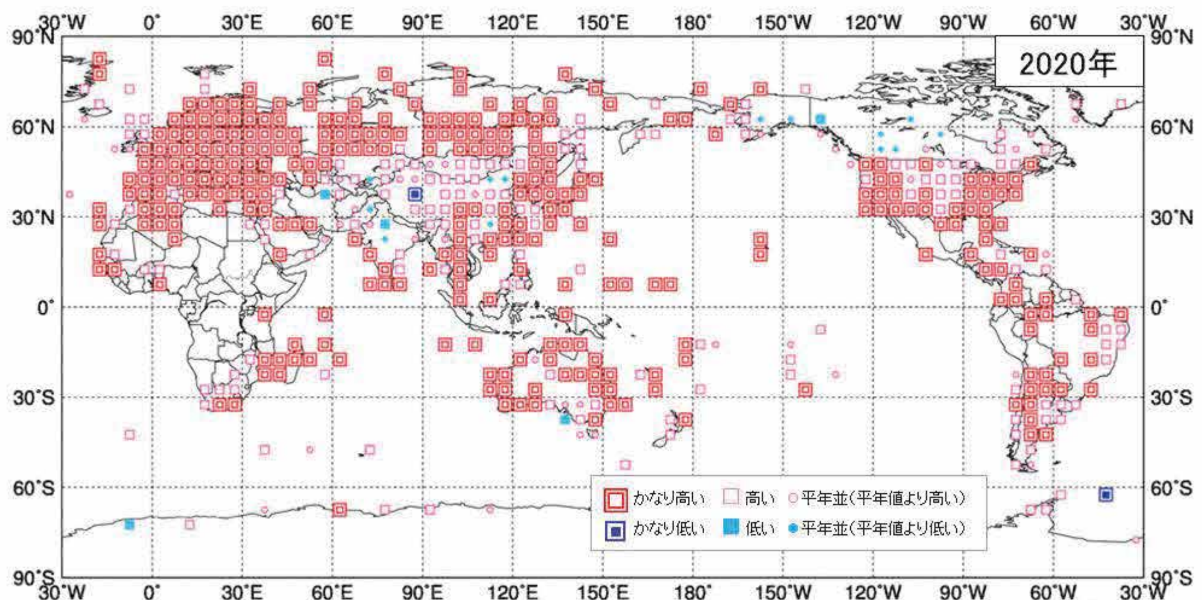


図 1.1-2　年平均気温規格化平年差階級分布図（2020 年）[4]

各観測点の年平均気温平年差を年の標準偏差で割り（規格化）、緯度・経度 5 度格子の領域ごとにそれらを平均した。階級区分値を−1.28、−0.44、0、+0.44、+1.28 とし、それぞれの階級を「かなり低い」「低い」「平年並（平年値より低い）」「平年並（平年値より高い）」「高い」「かなり高い」とした。陸域でマークのない空白域は、観測データが十分でないか、平年値がない領域を意味する。なお、平年値は 1981～2010 年の平均値。標準偏差の統計期間も 1981～2010 年。

[4] 気象庁ホームページでは、2016 年以降の年平均気温規格化平年差階級分布図、年降水量平年比分布図を公開している。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/monitor/climfig/?tm=annual

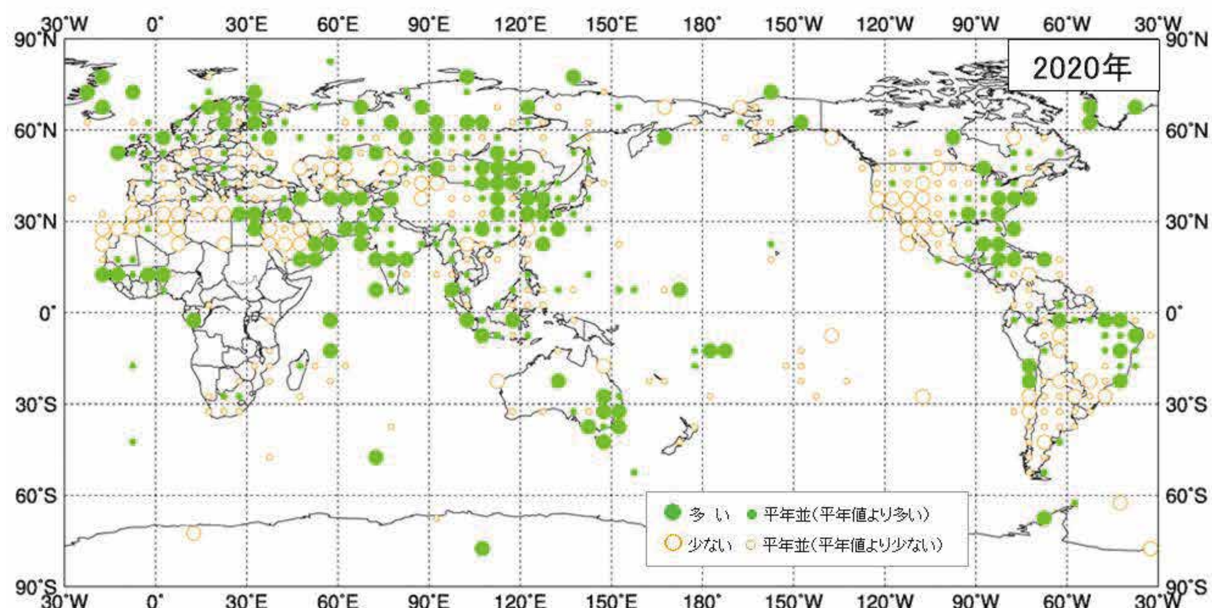


図 1.1-3　年降水量平年比分布図（2020 年）[3]
各観測点の年降水量平年比を緯度・経度 5 度格子の領域ごとに平均した。階級区分値を 70%、100%、120%とし、それぞれの階級区分を「少ない」「平年並（平年値より少ない）」「平年並（平年値より多い）」「多い」とした。陸域でマークのない空白域は、観測データが十分でないか、平年値がない領域を意味する。なお、平年値は 1981～2010 年の平均値。

1.2　日本の天候・異常気象[5]

〇　気温の高い状態が続き、年平均気温は全国的にかなり高かった。
〇　全国的に暖冬で、東・西日本で記録的な高温、日本海側で記録的な少雪となった。
〇　「令和 2 年 7 月豪雨」など 7 月は東・西日本で記録的な大雨と日照不足となった。

1.2.1　年間の天候

2020 年の日本の年平均気温平年差、年降水量平年比、年間日照時間平年比の分布を図 1.2-1 に示す。年統計値の特徴は以下のとおりである。

〇　年平均気温：全国的にかなり高かった。
〇　年降水量：西日本日本海側でかなり多く、北日本日本海側と東・西日本太平洋側、沖縄・奄美では多かった。北日本太平洋側と東日本日本海側で平年並だった。
〇　年間日照時間：東日本太平洋側と西日本で多かった。一方、北日本太平洋側で少なかった。北・東日本日本海側と沖縄・奄美で平年並だった。

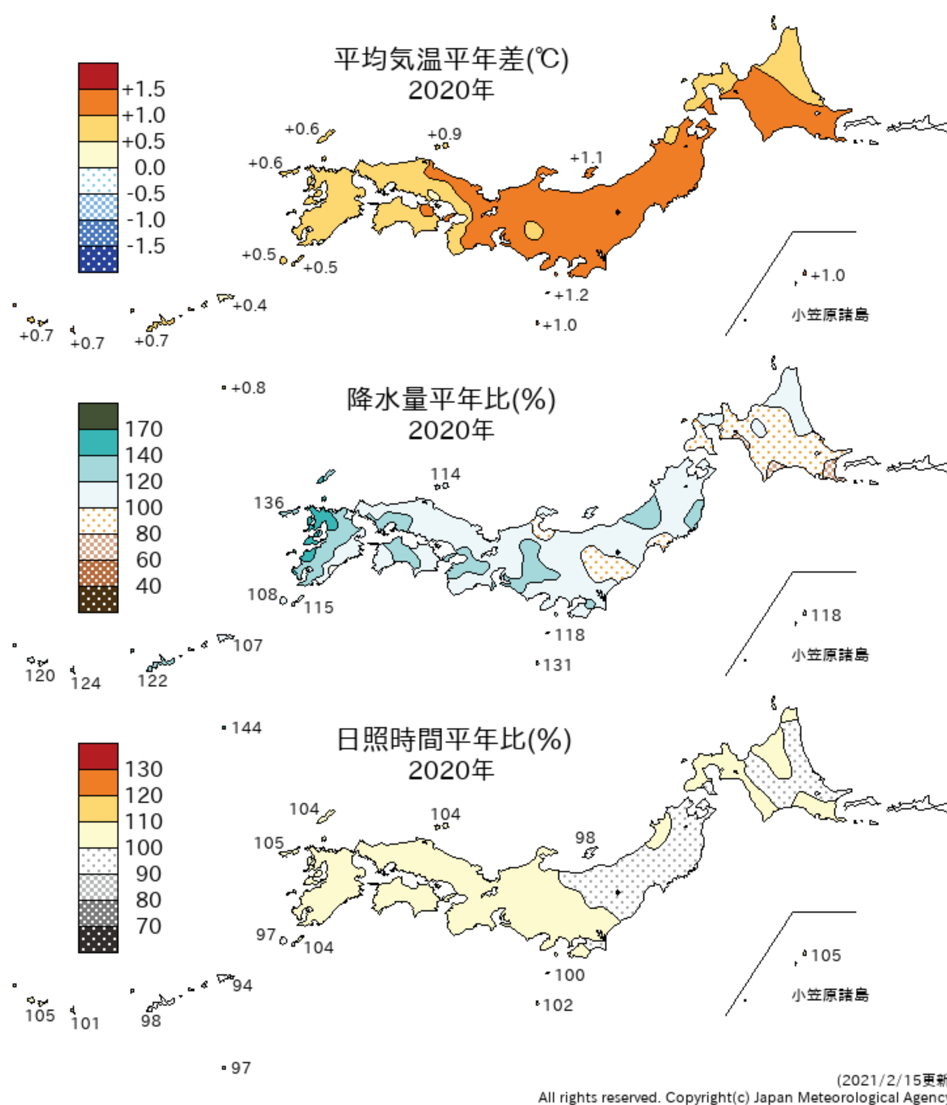


図 1.2-1　日本における 2020 年の年平均気温平年差、年降水量平年比、年間日照時間平年比の分布
平年値は 1981～2010 年の平均値。

5 観測された気温や降水量が、平年値（1981～2010 年の平均値）を計算した期間の累積度数の上位 10％の値を超える場合に「かなり高い（多い）」、下位 10％以下の場合に「かなり低い（少ない）」と表現している。

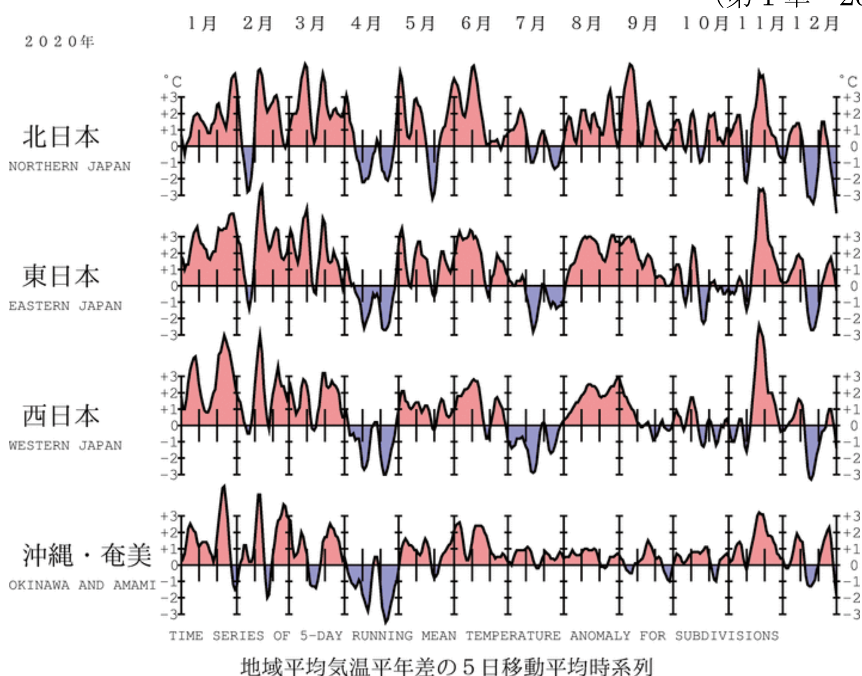


図1.2-2　地域平均気温平年差の5日移動平均時系列（2020年1～12月）
平年値は 1981～2010 年の平均値。

1.2.2　季節別の天候

2020 年の日本の地域別平均気温平年差の経過を図 1.2-2 に、日本の季節別の平均気温平年差、降水量平年比、日照時間平年比の分布を図 1.2-3 に示す。また、月統計値で記録を更新した地点数と主な地域を表 1.2-1 に示す。季節別の天候の特徴は以下のとおりである。

(1)　冬（2019 年 12 月～2020 年 2 月）＜トピックス p.1～3 参照＞

- ○ 平均気温：東・西日本と沖縄・奄美でかなり高く、北日本では高かった。
- ○ 降水量：北日本日本海側でかなり少なく、東日本日本海側と沖縄・奄美では少なかった。一方、西日本日本海側でかなり多く、西日本太平洋側では多かった。北・東日本太平洋側では平年並だった。
- ○ 日照時間：沖縄・奄美でかなり多く、北・東日本日本海側で多かった。一方、東日本太平洋側でかなり少なく、西日本で少なかった。北日本太平洋側では平年並だった。

冬（2019 年 12 月～2020 年 2 月）は、12 月上旬に北日本と沖縄・奄美を中心に、また、2 月上旬には北日本で一時的に強い寒気の影響を受けたほかは、冬を通して冬型の気圧配置となる日が少なかったことや、寒気の流入が弱かったことから、全国的に高温となる時期が多かった。特に、東・西日本では冬の平均気温の平年差がそれぞれ+2.2℃、+2.0℃と、冬として最も高い記録を更新した（統計開始は 1946/1947 年冬）。また、冬の降雪量は全国的にかなり少なく、北・東日本日本海側では平年比がそれぞれ 44%、7%と最も少ない記録を更新した（統計開始は 1961/1962 年冬）。

(2)　春（2020 年 3～5 月）

- ○ 平均気温：北日本でかなり高く、東・西日本で高かった。沖縄・奄美では平年並だった。
- ○ 降水量：北日本と沖縄・奄美で多かった。東・西日本では平年並だった。
- ○ 日照時間：東日本太平洋側と西日本でかなり多く、東日本日本海側で多かった。北日本と沖縄・奄美では平年並だった。

春は、本州付近を低気圧や前線、高気圧が交互に通過したため、全国的に天気は数日の周期で変わった。3月から4月にかけては、西日本を中心に移動性高気圧に覆われて晴れた日が多かったため、春の日照時間は東日本太平洋側と西日本でかなり多かった。一方、北日本では、3月と4月に、発達しながら通過した低気圧や前線、湿った空気の影響を時々受けたため、春の降水量は多かった。春の平均気温は、北日本でかなり高く、東・西日本で高かったが、月ごとの変動が大きかった。

(3) 夏（2020年6～8月）

- ○ 平均気温：東日本と沖縄・奄美でかなり高く、北・西日本では高かった。
- ○ 降水量：東・西日本と沖縄・奄美でかなり多く、北日本日本海側では多かった。北日本太平洋側では平年並だった。
- ○ 日照時間：東日本日本海側と沖縄・奄美で少なかった。東日本太平洋側と北・西日本では平年並だった。

夏は、北日本から西日本にかけて、6月上旬に高気圧に覆われて晴れの日が多かったが、6月中旬からは梅雨前線が本州付近に停滞しやすく、曇りや雨の日が多かった。特に7月になると梅雨前線が本州付近に停滞した日が多かったため、東・西日本を中心に各地で長期間にわたって大雨となった（「令和2年7月豪雨」）。7月の月降水量は、東日本太平洋側、西日本日本海側、西日本太平洋側で7月として最も多い記録を更新した。7月の月間日照時間も、東・西日本（それぞれ日本海側、太平洋側）で7月として最も少ない記録を更新した（統計開始はともに1946年）。梅雨明けは沖縄地方を除き全国的に遅く、東北北部では梅雨明けが特定できなかった。8月は、東・西日本では一転して太平洋高気圧に覆われて晴れの日が多くなった。夏の平均気温は、全国的に高く、東日本と沖縄・奄美ではかなり高かった。特に、6月と8月は東・西日本でそれぞれの月として最も高い記録を更新した（統計開始は1946年、西日本はともにタイ記録）。また、 8月17 日には浜松（静岡県）で歴代全国1 位タイの41.1℃を観測した。

(4) 秋（2020年9～11月）

- ○ 平均気温：北日本と沖縄・奄美でかなり高く、東日本では高かった。西日本では平年並だった。
- ○ 降水量：西日本太平洋側で多かった。一方、北日本太平洋側と東日本日本海側、沖縄・奄美で少なく、北・西日本日本海側と東日本太平洋側では平年並だった。
- ○ 日照時間：北日本で少なかった。一方、東・西日本日本海側で多く、東・西日本太平洋側と沖縄・奄美では平年並だった。

秋の前半は、低気圧や前線及び台風の影響で、全国的に曇りや雨の日が多かった。西日本太平洋側では9月上旬に大型で非常に強い勢力で接近した台風第10号をはじめ、低気圧や前線などの影響を受けたため、降水量は多かった。秋の後半は、低気圧と高気圧の影響を交互に受けて、全国的に天気は数日の周期で変わったが、東・西日本を中心に移動性高気圧に覆われて晴れる日が多かった。気温は、9月前半は北・東日本を中心に残暑が厳しかった。また、11月後半は全国的に北日本以北を通過する低気圧に向かう暖かい空気が流れ込み顕著な高温となった。

(5) 初冬（2020年12月）

中旬と下旬後半に冬型の気圧配置が強まり、上空に強い寒気が流れ込んだため、北陸地方を中心に記録的な大雪となった所があった。月平均気温は北・西日本で低かった。

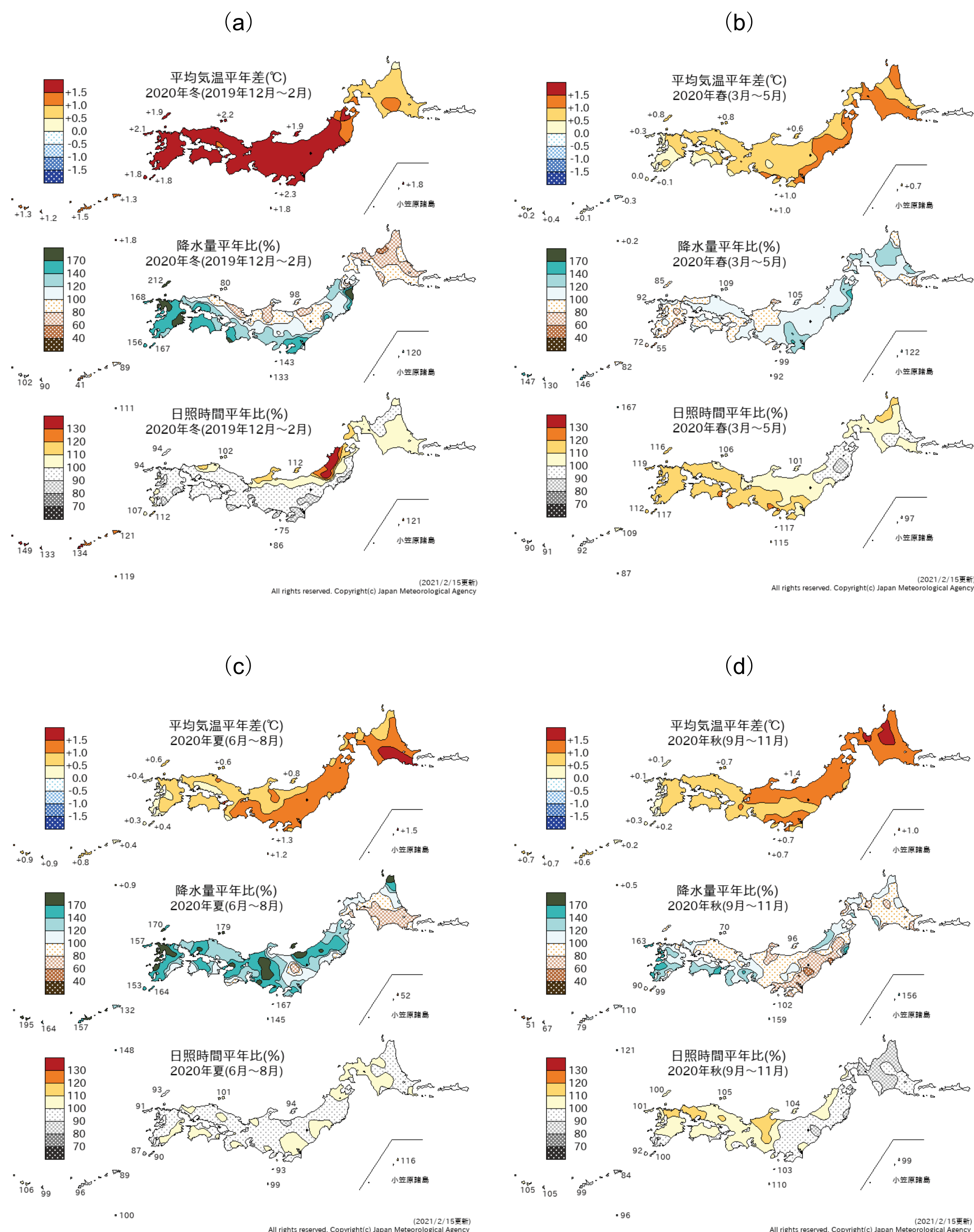


図 1.2-3　日本における 2020 年の季節別の平均気温、降水量、日照時間の平年差（比）分布[6]
（a）：冬（2019 年 12 月～2020 年２月）、(b)：春（3～5 月）、(c)：夏（6～8 月）、(d)：秋（9～11 月）
平年値は 1981～2010 年の平均値。

[6] 気象庁ホームページでは、1961 年冬（前年 12～２月）以降の季節の分布図を公開している。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/db/longfcst/trsmap_seasonal.html

表 1.2-1　月平均気温、月降水量、月間日照時間の記録を更新した地点数（2020 年）

全国 153 地点の気象台等の統計値の中で、観測史上 1 位となった地点数を記載した。値は 1 位を更新した地点数。タイ記録は含まない。タイ記録がある場合には「値ﾀｲ」として横に併記した。地域は観測史上 1 位（タイ記録を含む）となった地域を記載した。
（気温）北：北日本、東：東日本、西：西日本、沖奄：沖縄・奄美
（降水量、日照時間）北日：北日本日本海側、北太：北日本太平洋側、東日：東日本日本海側、東太：東日本太平洋側、西日：西日本日本海側、西太：西日本太平洋側、沖奄：沖縄・奄美（北、東、西は、日本海側、太平洋側ともに 1 位）

	平均気温(地点)		降水量(地点)		日照時間(地点)	
	高い記録	低い記録	多い記録	少ない記録	多い記録	少ない記録
1 月	92、13 ﾀｲ 東、西		2	3、1 ﾀｲ 北日		
2 月	19、4 ﾀｲ			2	1	
3 月	26、12 ﾀｲ 北					
4 月			5	2	26	
5 月	2		1	6		
6 月	36、14 ﾀｲ 東、西			1		
7 月	1、1 ﾀｲ		17 東太、西		1	45、1 ﾀｲ 東、西
8 月	42、8 ﾀｲ 東、西		1	4、1 ﾀｲ 東太、西太	12 西太	
9 月	1					
10 月	1					
11 月	1 ﾀｲ			1	4	
12 月			3	5、4 ﾀｲ 北太	6	4 沖奄

1.3　大気・海洋の特徴[7]

〇 2019/2020年冬は正の北極振動が卓越し、ヨーロッパ～東アジアの広い範囲で高温となった。
〇 2019年夏～秋に発生した正のインド洋ダイポールモード現象の後、年を通じてインド洋熱帯域では海面水温が高かった。特に2020年7月は、積雲対流活動がインド洋西部で活発、アジアモンスーン域で不活発となったことで、ユーラシア大陸上の亜熱帯ジェット気流の北上が遅れ、かつ太平洋高気圧の南西への張り出しが強まったため、長江流域～日本付近で梅雨前線が停滞しやすかった。
〇 夏から秋にかけてラニーニャ現象が発生・発達し、太平洋赤道域の海面水温は、夏以降、西部で顕著な正偏差、中部から東部にかけて顕著な負偏差となった。秋には、インド洋～太平洋の熱帯対流圏下層の循環偏差に、ラニーニャ現象の影響が現れたとみられる。

異常気象の要因を把握するためには、上空の大気の流れや熱帯の積雲対流活動、海面水温、夏季アジアモンスーン等の状況など、大気・海洋の特徴を把握することが重要である[8]。以下では、2020 年のこれらの特徴について記述する。

1.3.1　季節別の大気・海洋の特徴

（1）冬（2019 年 12 月～2020 年 2 月）

海面水温は太平洋赤道域西部で顕著な正偏差となった。インド洋では、2019 年秋に終息した正のインド洋ダイポールモード現象の後、熱帯域のほぼ全域で顕著な正偏差となった（図 1.3-1(a)）。

熱帯の積雲対流活動は、インド洋熱帯域の西部、太平洋赤道域の日付変更線付近、北太平洋熱帯域中部の北緯 10 度帯で活発、インドネシア付近で不活発だった（同図(b)）。熱帯の対流圏下層は、日付変更線の西で南北半球対の低気圧性循環偏差、インド洋の中部～インドネシア付近で南北半球対の高気圧性循環偏差となった（同図(c)）。

500hPa 高度を見ると、日本付近、北太平洋中緯度帯の中・東部、ヨーロッパ南部付近で正偏差（平年と比べて高度が高い）、アラスカ、アイスランド付近で負偏差（平年と比べて高度が低い）となった（同図(d)）。偏西風は、南アジア北部～中国南部では平年の位置と比べて南寄りを、北太平洋中緯度帯の西部では平年の位置と比べて北寄りを流れた。海面気圧は、北極域の広い範囲で負偏差となり、正の北極振動が卓越した。また、アリューシャン低気圧とシベリア高気圧はともに平年と比べて弱かった（同図(e)）。850hPa 気温をみると、北米東部、ヨーロッパ～東アジアの広い範囲で高温偏差、アラスカ付近、グリーンランドの南海上で低温偏差となった。（同図(f)）。

---

[7] 本節の説明で言及する「エルニーニョ／ラニーニャ現象」「北極振動」「モンスーン」「インド洋ダイポールモード現象」については、巻末の用語一覧を参照のこと。

[8] 大気・海洋の特徴の監視に用いられる代表的な図としては、以下のものがある。
・海面水温図：海面水温の分布を表し、エルニーニョ／ラニーニャ現象等の海洋変動の監視に用いられる。
・外向き長波放射量図：晴天時は地表から、雲のある場合は雲の上端から、宇宙に向かって放出される長波放射の強さを表す。この強さは雲の上端の高さに対応するため、積雲対流活動の監視に用いられる。
・850hPa 流線関数図：上空 1,500m 付近の大気の流れや気圧配置を表し、太平洋高気圧等の監視に用いられる。
・500hPa 高度図：上空 5,500m 付近の大気の流れや気圧配置を表し、偏西風の蛇行や極渦等の監視に用いられる。
・海面気圧図：地表の大気の流れや気圧配置を表し、太平洋高気圧やシベリア高気圧、北極振動等の監視に用いられる。
・850hPa 気温図：上空 1,500m 付近の気温の分布を表す。
・対流圏層厚換算温度：2 つの等圧面（300hPa 面と 850hPa 面）の間の気層の平均気温を表し、対流圏の平均気温の監視に用いられる。
これらの図やより詳しい情報については、下記の気象庁ホームページに掲載している。
・海面水温：https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/data/elnino/clmrep/sst-ano-global-seas.html
・外向き長波放射量、850hPa 流線関数、500hPa 高度、海面気圧及び 850hPa 気温：
https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/db/diag/db_hist_3mon.html
・対流圏層厚換算温度：https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/db/diag/db_hist_indx.html
・熱帯の大気および海洋の監視指数（夏季アジアモンスーン）：
https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/db/diag/2019/index/html/soiolru/index_html_soiolru_2019.html

（2）春（2020年3～5月）

海面水温は太平洋赤道域の西部、インド洋熱帯域のほぼ全域で顕著な正偏差だった（図1.3-2(a)）。

熱帯の積雲対流活動は、南インド洋熱帯域の西部で活発、南シナ海、南太平洋熱帯域の中～東部、南米の北西部で不活発だった（同図(b)）。熱帯の対流圏下層は、ニューギニア島の東～南太平洋熱帯域の中部で高気圧性循環偏差が見られた（同図(c)）。

500hPa高度を見ると、北半球対流圏の極渦は平年よりも強かった。ユーラシア大陸北部～北太平洋北部では波列パターンが卓越し、西・中央シベリア、アラスカの南で高度の正偏差、ヨーロッパ北東部で負偏差となった（同図(d)）。ユーラシア大陸南部～日本付近では亜熱帯ジェット気流が平年と比べて南寄りを流れた。北米～北大西洋中部では偏西風が平年より強かった。海面気圧は、ヨーロッパ中部、アラスカの南で正偏差、北極付近～ロシア西部、日本付近で負偏差となった（同図(e)）。850hPa 気温は、西・中央シベリア、アラスカの南で高温偏差、カナダ、ヨーロッパ北東部、南アジア北部で低温偏差となった。（同図(f)）。

（3）夏（2020年6～8月）

太平洋赤道域の海面水温は、西部で顕著な正偏差、東部で顕著な負偏差となり、ラニーニャ現象が発生した。インド洋では熱帯域のほぼ全域で顕著な正偏差が見られた（図1.3-3(a)）。

熱帯の積雲対流活動は、インド洋西部で活発、太平洋赤道域の西・中部で不活発だった（同図(b)）。熱帯の対流圏下層は、太平洋西部で南北半球対の高気圧性循環偏差となった（同図(c)）。

500hPa高度は、日本の南東海上、北太平洋中・東部の北緯40度帯、カナダ中部で正偏差、カスピ海～東アジア北西部、北米北西部で負偏差となった。亜熱帯ジェット気流は中央アジア～東アジア西部で平年と比べて南寄りを流れた（同図(d)）。太平洋高気圧は日本の南海上で南西への張り出しが平年と比べて強かったが、8月上旬～中旬には一転して本州付近へ張り出しが強まった時期があった（同図(e)）。特に、7月はアジアモンスーン域の積雲対流活動が抑制された（図1.3-7）ことに対応して、アジア域全体で亜熱帯ジェット気流の北上が遅れ、かつ太平洋高気圧の南西への張り出しが強まったため、長江流域～日本付近で梅雨前線が停滞しやすく、各地で大雨による被害が発生した（図1.1-1③④）。850hPa気温は、北極付近～中央シベリア、日本の東海上、カナダ中部～米国西部で高温偏差、オホーツク海西部で低温偏差となった（同図(f)）。

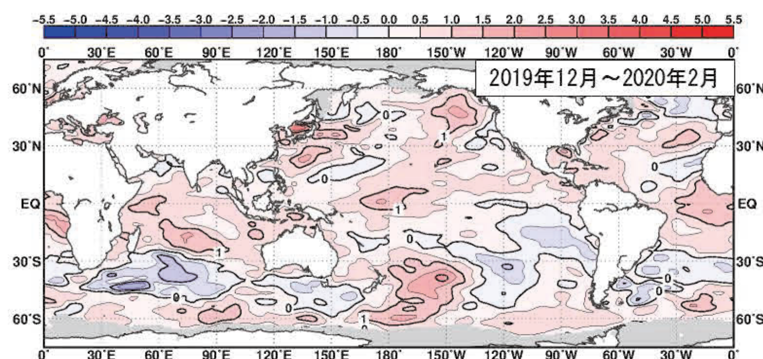
（4）秋（2020年9～11月）

太平洋赤道域の海面水温は、150°E以西で顕著な正偏差、中部から東部にかけて顕著な負偏差となり、ラニーニャ現象が発達した（図1.3-4(a)）。

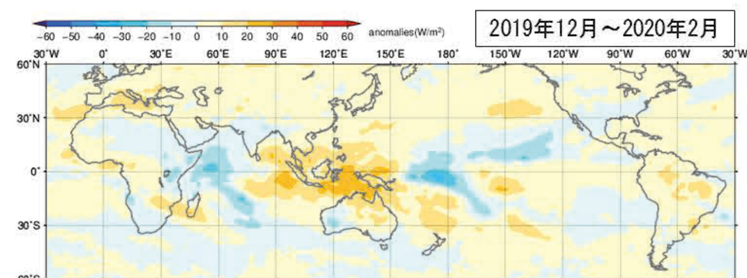
熱帯の積雲対流活動は、北インド洋～インドネシア付近、カリブ海で活発、太平洋赤道域の日付変更線の西～北太平洋熱帯域の中部で不活発だった。（同図(b)）。熱帯の対流圏下層では、インド洋熱帯域と大西洋熱帯域で南北半球対の低気圧性循環偏差、太平洋熱帯域で南北半球対の高気圧性循環偏差となった（同図(c)）。特にインド洋～太平洋の熱帯域で見られた下層の循環偏差は、ラニーニャ現象の影響が現れたものとみられる。

500hPa高度を見ると、北半球の極渦は北米側に偏った。また、ユーラシア大陸北部の広い範囲、中国南部、日本の南東海上、北太平洋東部～米国～北大西洋中緯度帯の中部で正偏差、中央アジアで負偏差が見られた（同図(d)）。ユーラシア大陸上の亜熱帯ジェット気流は平年よりも北寄りを流れた。北太平洋、北米東部～北大西洋でも偏西風が平年よりも北寄りを流れた。海面気圧は、北極域で負偏差、中緯度帯の広い範囲で正偏差となる環状の偏差パターンが卓越し、特に、北大西洋中緯度帯、ロシア西部～中央アジアで顕著な正偏差が見られた（同図(e)）。850hPa気温は、ユーラシア大陸北部の広い範囲、地中海東部付近で高温偏差、中央アジアで低温偏差となった（同図(f)）。

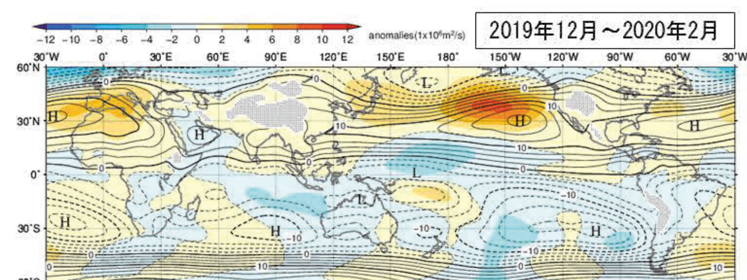
(a) 海面水温平年偏差



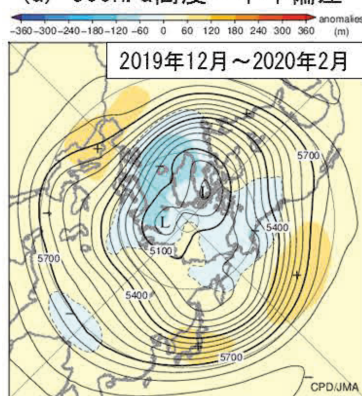
(b) 外向き長波放射量平年偏差



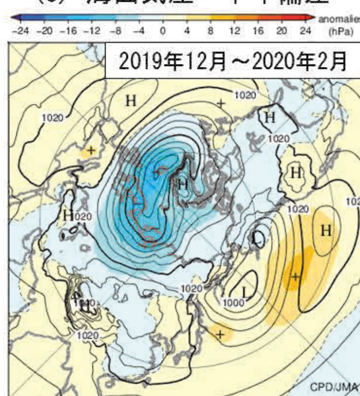
(c) 850hPa流線関数・平年偏差



(d) 500hPa高度・平年偏差



(e) 海面気圧・平年偏差



(f) 850hPa気温・平年偏差

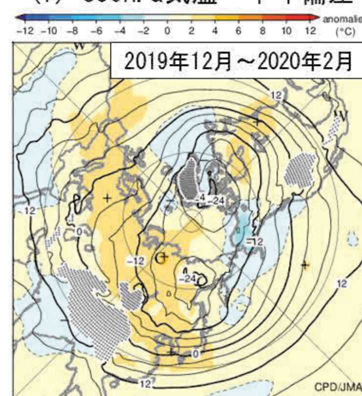


図 1.3-1　3 か月平均の海面水温、大気の循環図（2019 年 12 月～2020 年 2 月）

平年値は 1981～2010 年の平均値。陰影は平年偏差。(a)は気象庁の海面水温格子点データ（COBE-SST）（Ishii et al., 2005）、(b)は米国海洋大気庁より提供された外向き長波放射量データ、(c)～(f)は気象庁 55 年長期再解析（JRA-55）（Kobayashi et al., 2015）に基づく。

(a) 海面水温平年偏差。等値線の間隔は 0.5℃。灰色陰影は海氷域を表す。

(b) 外向き長波放射量平年偏差。単位は W/m²。熱帯域では、負偏差（寒色）域は積雲対流活動が平年より活発で、正偏差（暖色域）は平年より不活発と推定される。

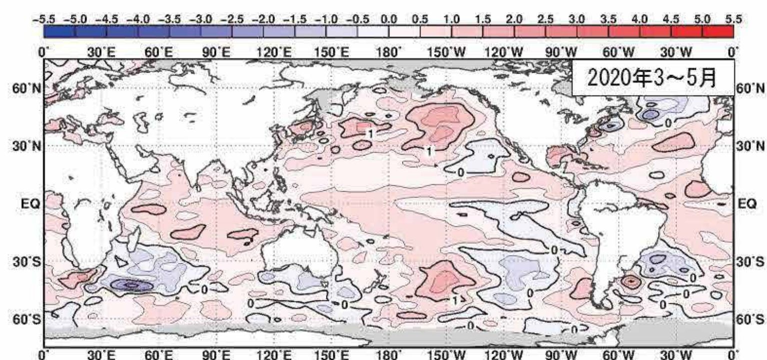
(c) 850hPa 流線関数及び平年偏差。等値線の間隔は 2.5×10⁶m²/s。北（南）半球では、流線関数が正の値の場合は高（低）気圧性循環、負の値の場合は、低（高）気圧性循環を表す。

(d) 500hPa 高度及び平年偏差。等値線の間隔は 60m。等値線が高緯度側に出っ張っているところ（凸部分）は高圧部、低緯度側に凹んでいるところは低圧部に対応する。偏西風は等値線に沿って流れ、等値線間隔の広いところは風が弱く、狭いところは強い。

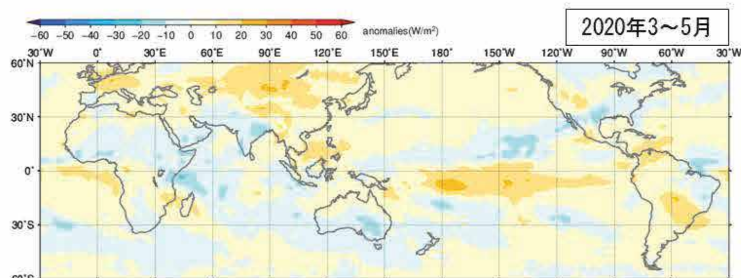
(e) 海面気圧及び平年偏差。等値線の間隔は 4hPa。

(f) 850hPa 気温及び平年偏差。等値線の間隔は 4℃。点状の陰影域は高度 1,600m 以上の領域を表す。

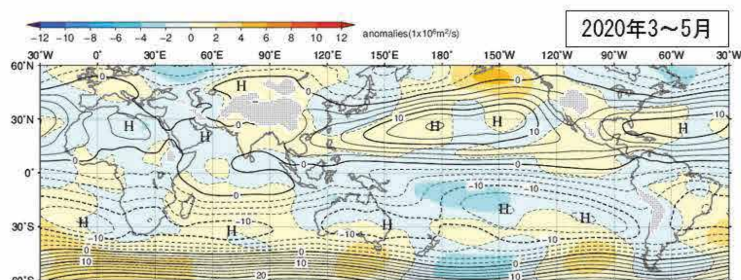
(a) 海面水温平年偏差



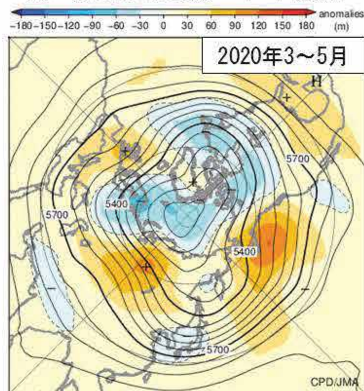
(b) 外向き長波放射量平年偏差



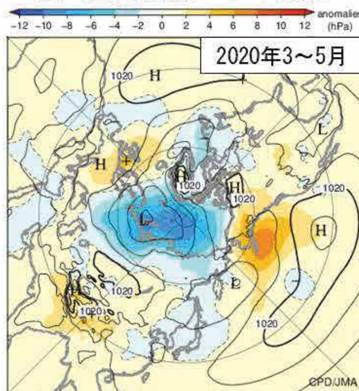
(c) 850hPa流線関数・平年偏差



(d) 500hPa高度・平年偏差



(e) 海面気圧・平年偏差



(f) 850hPa気温・平年偏差

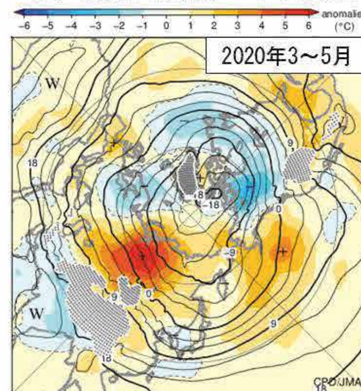
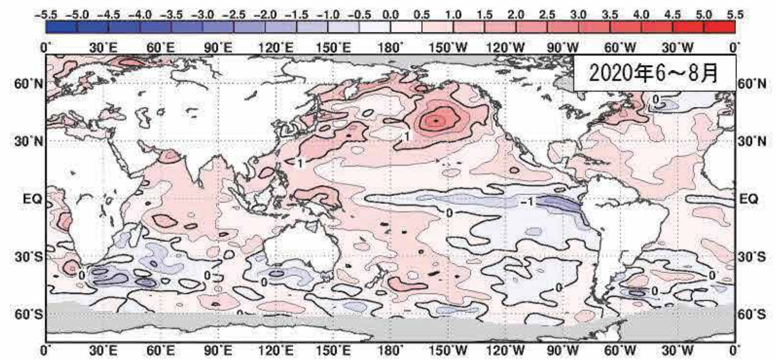
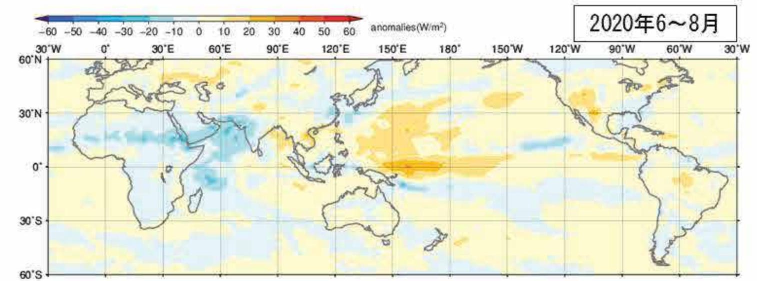


図 1.3-2 3か月平均の海面水温、大気の循環図（2020 年 3～5 月）
図の見方は図 1.3-1 と同様。但し(f)の等値線の間隔は 3℃。

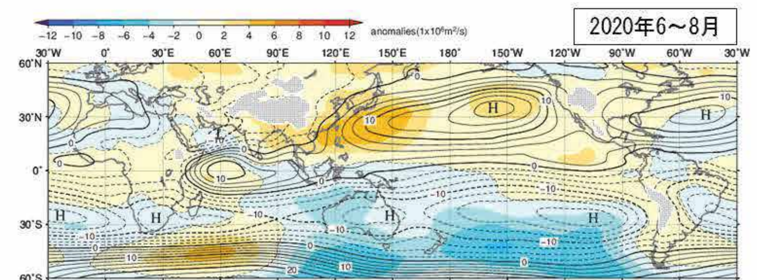
(a) 海面水温平年偏差



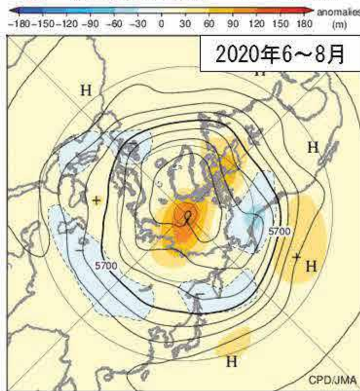
(b) 外向き長波放射量平年偏差



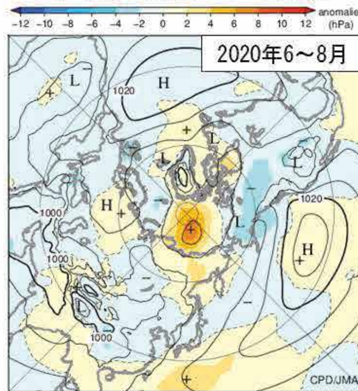
(c) 850hPa流線関数・平年偏差



(d) 500hPa高度・平年偏差



(e) 海面気圧・平年偏差



(f) 850hPa気温・平年偏差

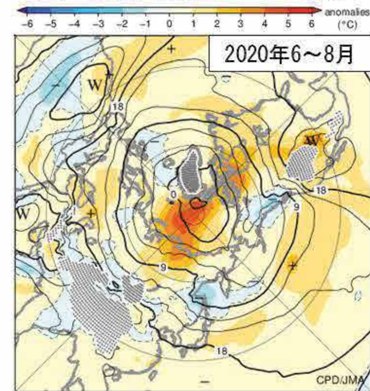
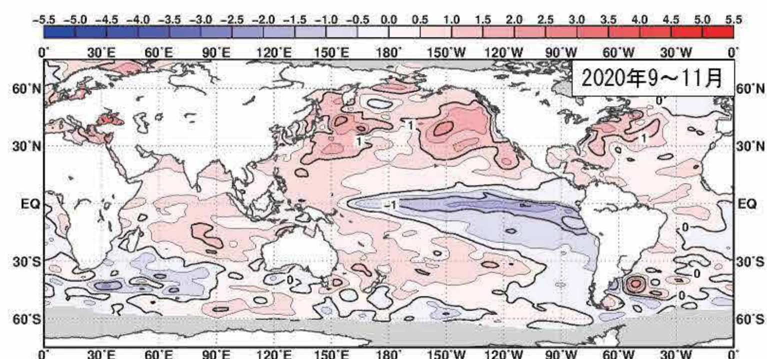
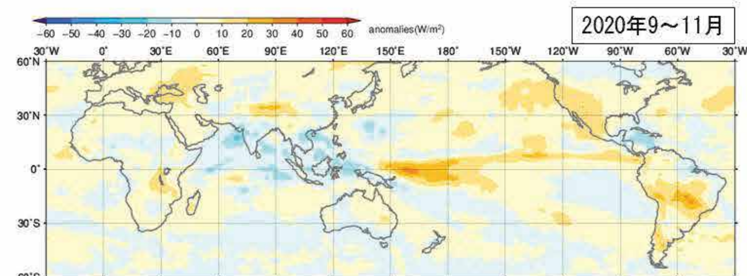


図 1.3-3　3 か月平均の海面水温、大気の循環図（2020 年 6～8 月）
図の見方は図 1.3-1 と同様。但し(f)の等値線の間隔は 3℃。

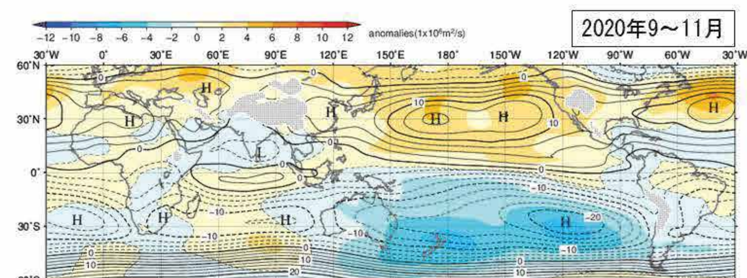
(a) 海面水温平年偏差



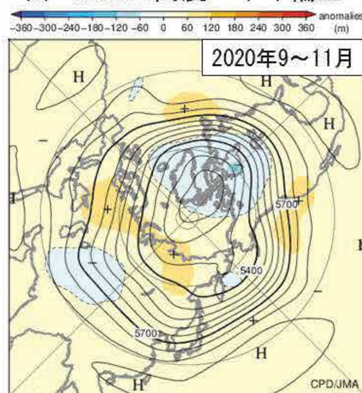
(b) 外向き長波放射量平年偏差

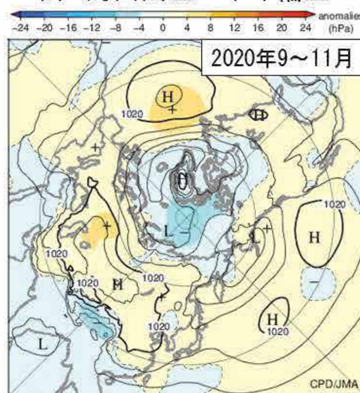


(c) 850hPa流線関数・平年偏差



(d) 500hPa高度・平年偏差　(e) 海面気圧・平年偏差　(f) 850hPa気温・平年偏差





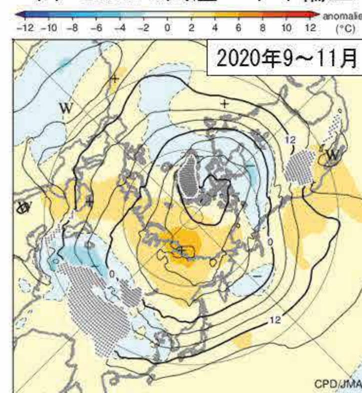


図 1.3-4　3 か月平均の海面水温、大気の循環図（2020 年 9～11 月）
図の見方は図 1.3-1 と同様。

1.3.2　対流圏の平均気温

対流圏の全球平均気温（図 1.3-5）は、2018 年春以降 2020 年初めにかけて上昇が続き、2020 年を通じて平年より高い状態が持続した。特に、2020 年 7 月（図 1.3-6）と 11 月には、それぞれの月として 1958 年以降で最も高い値となった。

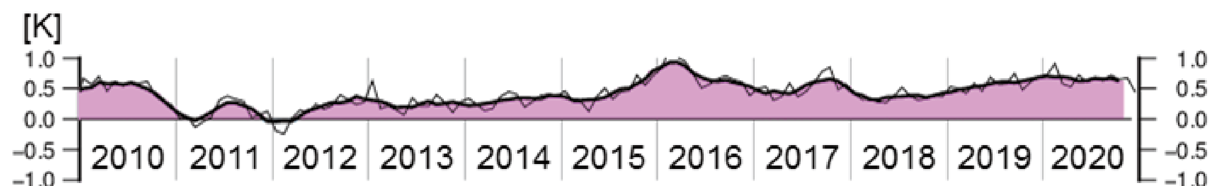


図 1.3-5　対流圏の全球平均層厚換算温度平年偏差の時間変化（K）
細線は月平均値、滑らかな太線は 5 か月移動平均値を示し、正（負）の値は平年値より高い（低い）ことを示す。平年値は 1981～2010 年の平均値。気象庁 55 年長期再解析（JRA-55；Kobayashi et al., 2015）に基づく。

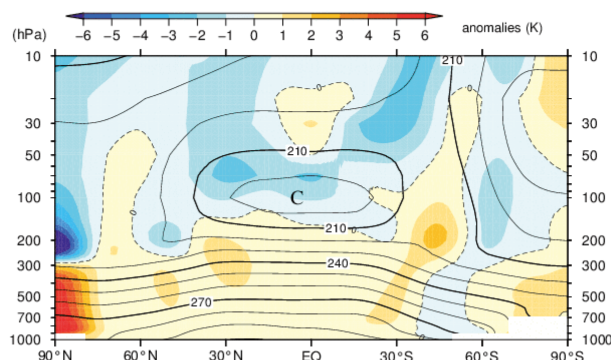


図 1.3-6　帯状平均気温の高度・緯度断面図（2020 年 7 月）
等値線は帯状平均気温で、間隔は 10K。陰影は帯状平均気温平年偏差を示し、正（負）の値はその高度・緯度において平年値より気温が高かったことを示す。平年値は 1981～2010 年の平均値。気象庁 55 年長期再解析（JRA-55； Kobayashi et al., 2015）に基づく。

1.3.3　夏季アジアモンスーン

夏季アジアモンスーン期（6～9 月）におけるベンガル湾～フィリピン付近の積雲対流活動は、8 月上旬頃に活発となった時期があったが、概ね不活発であった（図 1.3-7）。特に 7 月に不活発が顕著だったことは、ユーラシア大陸上の亜熱帯ジェット気流の北上が遅れ、長江流域～日本付近で梅雨前線が停滞しやすかったことに影響したと考えられる。一方、8 月上旬には積雲対流活動が活発となり、太平洋高気圧の本州付近への張り出しが強まったことに影響したと考えられる。

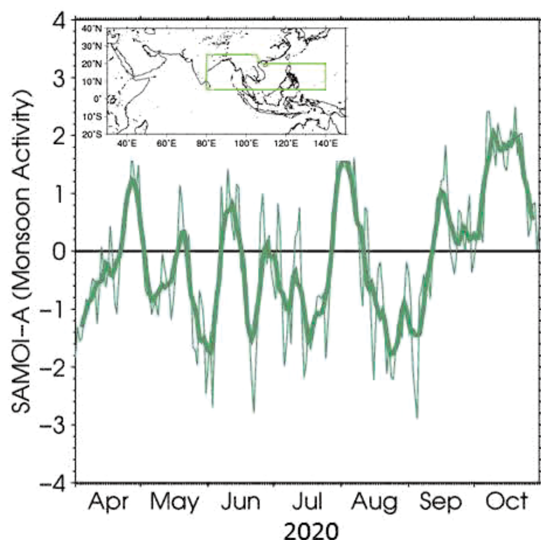


図 1.3-7　夏季アジアモンスーン OLR 指数（SAMOI（A））の時系列（2020 年 4～10 月）
細線は日別値、滑らかな太線は 7 日移動平均値。SAMOI（A）（気象庁, 1997）は、外向き長波放射量平年偏差を図中地図の緑枠の領域で平均し、年々変動の標準偏差で規格化した後に符号を反転した値で、正（負）の値は夏季アジアモンスーンの対流活動が活発（不活発）であることを示す。平年値は 1981～2010 年の平均値。外向き長波放射量は米国海洋大気庁より提供されたデータに基づく。

1.3.4　台風[9]

2020年の台風の発生数は23個（平年値[10]25.6個）で平年より少なかった（図1.3-8、表1.3-1）。7月までの台風の発生数は2個（平年値7.7個）と平年よりも少なく、第3号の発生は8月1日9時で、第3号としては台風の統計を開始した1951年以降で2番目に遅い発生であった。この要因としては、7月までインド洋において海面水温が高く対流活動が活発で、台風が発生する南シナ海やフィリピンの東側の海域において相対的に対流活動が不活発であった（1.3.1参照）ことが挙げられる。一方、8月以降の発生数は21個（平年値17.8個）と平年より多かった。

2020年の日本への台風の接近数は7個（平年値11.4個）で平年より少なかった。日本に上陸した台風は0個（平年値2.7個）だった。上陸が無いのは2008年以来で、1951年以降では5回目だった。

日本に接近した台風のうち、台風第10号は上陸には至らなかったものの九州のかなり近くを通過し、南西諸島や九州を中心に観測史上1位の値を超えるなど記録的な暴風となるとともに宮崎県などで大雨となり、雨や風によって人的被害や住家被害、広範囲での停電が発生した。また台風第14号は沖縄地方から本土、伊豆諸島に接近し、伊豆諸島南部で記録的な大雨となり、伊豆諸島や東海地方で土砂災害が発生した。

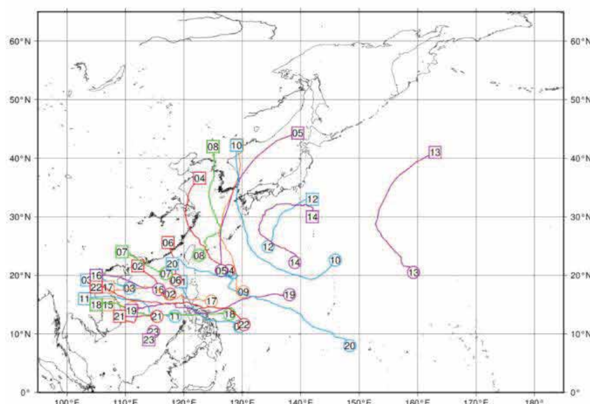


図 1.3-8　2020年の台風経路図
経路の両端の○と□は台風の発生位置と消滅位置、数字は台風番号、点線は熱帯低気圧の期間を示す。

表 1.3-1　2020年の台風一覧
台風期間は日本標準時（JST）による。最大風速は10分間平均した値である。

台風番号	呼名	台風期間	最大風速(m/s)	台風番号	呼名	台風期間	最大風速(m/s)
T2001	ヴォンフォン	5/12 21時-5/16 21時	45	T2013	クジラ	9/27 3時-9/30 15時	30
T2002	ヌーリ	6/12 21時-6/14 9時	20	T2014	チャンホン	10/5 9時-10/12 3時	35
T2003	シンラコウ	8/1 9時-8/3 3時	20	T2015	リンファ	10/11 3時-10/11 21時	23
T2004	ハグピート	8/1 15時-8/5 21時	35	T2016	ナンカー	10/12 15時-10/14 21時	23
T2005	チャンミー	8/9 3時-8/11 15時	23	T2017	ソウデル	10/20 9時-10/25 21時	35
T2006	メーカラー	8/10 9時-8/11 15時	25	T2018	モラヴェ	10/24 15時-10/29 3時	45
T2007	ヒーゴス	8/18 9時-8/20 3時	30	T2019	コーニー	10/29 3時-11/5 21時	60
T2008	バービー	8/22 9時-8/27 15時	45	T2020	アッサニー	11/3 3時-11/7 15時	25
T2009	メイサーク	8/28 15時-9/3 15時	50	T2021	アータウ	11/9 3時-11/10 21時	23
T2010	ハイシェン	8/31 21時-9/8 3時	55	T2022	ヴァムコー	11/9 21時-11/15 21時	45
T2011	ノウル	9/16 3時-9/19 3時	23	T2023	クロヴァン	12/20 9時-12/22 15時	18
T2012	ドルフィン	9/21 9時-9/24 15時	30				

9　熱帯または亜熱帯地方で発生する低気圧を熱帯低気圧といい、そのうち北西太平洋または南シナ海に存在し、低気圧内の最大風速（10分間の平均風速）がおよそ17m/s以上のものを日本では「台風」と呼んでいる。
気象庁ホームページでは、統計を開始した1951年以降に発生した台風に関する様々な統計資料を掲載している。
https://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/typhoon/statistics/index.html

10　平年値は1981～2010年の平均値。

第 2 章　気候変動

2.1　気温の変動[11,12]

- 2020 年の世界の年平均気温偏差（1981 年～2010 年の 30 年平均値からの偏差）は+0.45℃で、1891 年の統計開始以降、2016 年と並び最も高い値となった。世界の年平均気温は、100 年あたり 0.75℃の割合で上昇している。
- 2020 年の日本の年平均気温偏差は+0.95℃で、1898 年の統計開始以降、最も高い値となった。日本の年平均気温は、100 年あたり 1.26℃の割合で上昇している。
- 全国的に、猛暑日や熱帯夜は増加し、冬日は減少している。

2.1.1　世界の平均気温

2020 年の世界の年平均気温（陸域における地表付近の気温と海面水温の平均、海氷部は含まない）の基準値（1981～2010 年の 30 年平均値）からの偏差は+0.45℃で、統計を開始した 1891 年以降では 2016 年と並び最も高い値となった。この結果、最近の 2014 年から 2020 年までの値が上位 7 番目までを占めることとなった。世界の年平均気温は、様々な変動を繰り返しながら上昇しており、上昇率は 100 年あたり 0.75℃である[13]（信頼水準 99%で統計的に有意[14]）。

北半球の年平均気温偏差は+0.67℃、南半球の年平均気温偏差は+0.23℃で、北半球は最も高い値に、南半球は 5 番目に高い値となった（図 2.1-1）。北半球、南半球ともに年平均気温は上昇しており、上昇率はそれぞれ 100 年あたり 0.82℃、0.70℃である（いずれも信頼水準 99%で統計的に有意）。

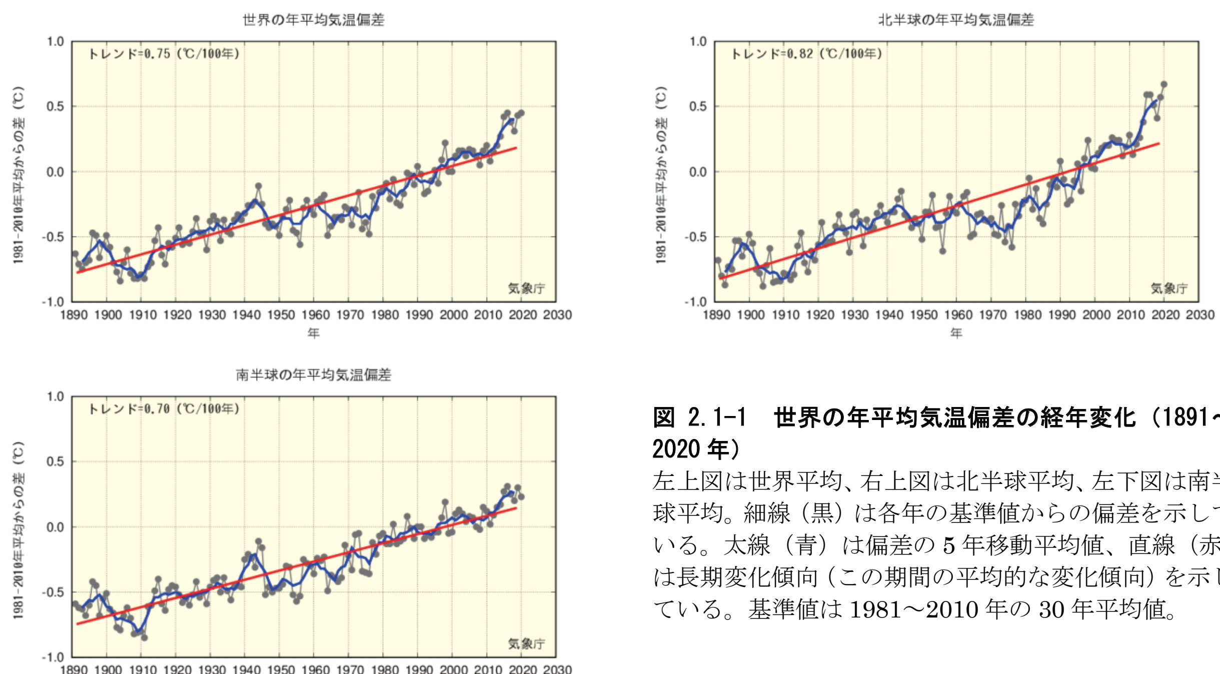


図 2.1-1　世界の年平均気温偏差の経年変化（1891～2020 年）
左上図は世界平均、右上図は北半球平均、左下図は南半球平均。細線（黒）は各年の基準値からの偏差を示している。太線（青）は偏差の 5 年移動平均値、直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示している。基準値は 1981～2010 年の 30 年平均値。

---

11 気象庁ホームページでは、気温等に関する長期変化の監視成果を公表している。
https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/index.html　（世界及び日本の年別等の平均気温）
https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/extreme/extreme_p.html　（日本の猛暑日や熱帯夜等）

12 世界全体や日本全体の平均気温について、実際の値の算出は行わず、平均的な状態からのずれ（偏差）を用いている。その理由は、気温の観測が世界や日本でくまなく実施されているわけではなく、正確な見積もりが困難であることや、地球温暖化や気候変動の監視には実際の値が必須ではなく、偏差を用いて実施できるためである。

13 IPCC 第 5 次評価報告書（IPCC, 2013）では、世界の平均気温は 1880～2012 年の期間に 0.85℃（可能性が高い範囲は 0.65～1.06℃）上昇していると評価されている。100 年あたりの上昇率に換算した値は本レポートとは異なるが、長期的に上昇し 1990 年代半ば以降高温となる年が多いという同様の変動を示している。なお、本レポートと異なる値となるのは、元となるデータや世界平均の算出方法及び統計期間の違いによる。

14 本レポートにおける有意性の評価と表現については、巻末の「変化傾向の有意性の評価について」を参照。

過去約130年の年平均気温の変化傾向（1891～2020年）

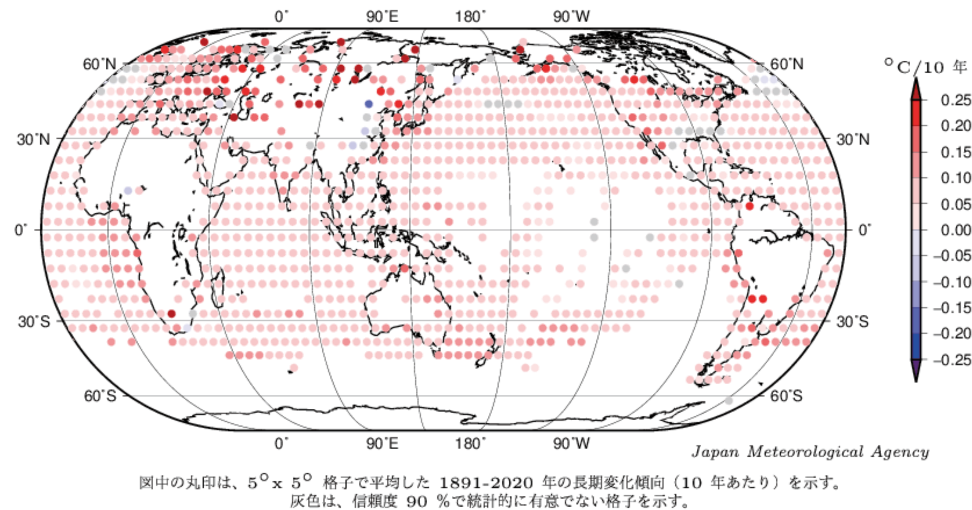


図 2.1-2　緯度経度5度の格子ごとに見た年平均気温の長期変化傾向（1891～2020年）
図中の丸印は、5°×5°格子で平均した1891～2020年の長期変化傾向（10年あたりの変化量）を示す。灰色は長期変化傾向が見られない（信頼水準90％で統計的に有意でない）格子、空白は利用可能なデータが十分でない格子を示す。

また、緯度経度5度の格子ごとの変化傾向を見ると、長期的な統計ではほとんどの地域で上昇しているとみられ、特に北半球高緯度域で明瞭である（図2.1-2）。

これらの年平均気温の経年変化には、二酸化炭素などの温室効果ガスの増加に伴う地球温暖化の影響に、数年～数十年程度の自然変動が重なって現れているものと考えられる。

2.1.2　日本の平均気温

日本の気温の変化傾向を見るため、都市化の影響が比較的小さいとみられる気象庁の 15 観測地点（表2.1-1）について、1898～2020年の年平均気温の基準値（1981～2010年の30年平均値）からの偏差を用いて解析した。

2020年の日本の年平均気温の偏差は＋0.95℃で、統計を開始した1898年以降で最も高い値となった（図2.1-3）。日本の年平均気温は、様々な変動を繰り返しながら上昇しており、上昇率は100年あたり 1.26℃である（信頼水準99%で統計的に有意）。季節別には、それぞれ100年あたり冬は1.19℃、春は1.49℃、夏は1.14℃、秋は1.26℃の割合で上昇している（いずれも信頼水準99%で統計的に有意）。

1940 年代までは比較的低温の期間が続いたが、その後上昇に転じ、1960 年頃を中心とした比較的高温の時期、それ以降1980年代半ばまでの比較的低温の時期を経て、1980年代後半から急速に気温が上昇した。日本の気温が顕著な高温を記録した年は、1990年代以降に集中している。

近年、日本で高温となる年が頻出している要因として、世界の他の地域と同様に、二酸化炭素などの温室効果ガスの増加に伴う地球温暖化及び数年～数十年程度で繰り返される自然変動の影響が考えられる。

表 2.1-1　日本の年平均気温偏差の計算対象地点
都市化の影響が比較的小さく、長期間の観測が行われている地点から、地域的に偏りなく分布するように選出した。なお、宮崎は2000年5月に、飯田は2002年5月に観測露場を移転したため、移転による観測データへの影響を評価し、その影響を除去するための補正を行ったうえで利用している。

要　素	観測地点
地上気温 （15 観測地点）	網走、根室、寿都、山形、石巻、伏木、飯田、銚子、境、浜田、彦根、多度津、宮崎、名瀬、石垣島

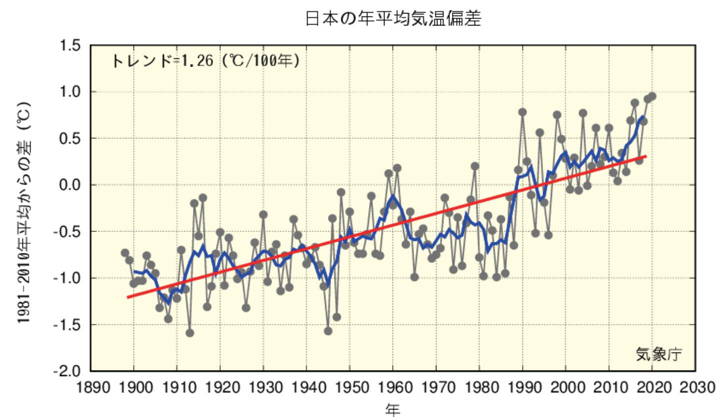


図 2.1-3　日本の年平均気温偏差の経年変化（1898～2020 年）
細線（黒）は、国内 15 観測地点（表 2.1-1 参照）での年平均気温の基準値からの偏差を平均した値を示している。太線（青）は偏差の 5 年移動平均値、直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示している。基準値は 1981～2010 年の 30 年平均値。

2.1.3　日本における極端な気温

表 2.1-1 の 15 観測地点の観測値を用い、日本における極端な気温の変化傾向の解析を行った。なお、宮崎及び飯田の月平均気温は移転による影響を除去するための補正[15]を行ったうえで利用しているが、日最高気温、日最低気温に基づく猛暑日や熱帯夜等の日数については移転による影響を除去することが困難であるため、当該地点を除く 13 観測地点で解析を行った。

(1)　月平均気温における異常値[16]の出現数

統計期間 1901～2020 年における異常高温の出現数は増加しており、異常低温の出現数は減少している（いずれも信頼水準 99%で統計的に有意）（図 2.1-4）。異常高温の出現数は、1990 年頃を境に大きく増加している。

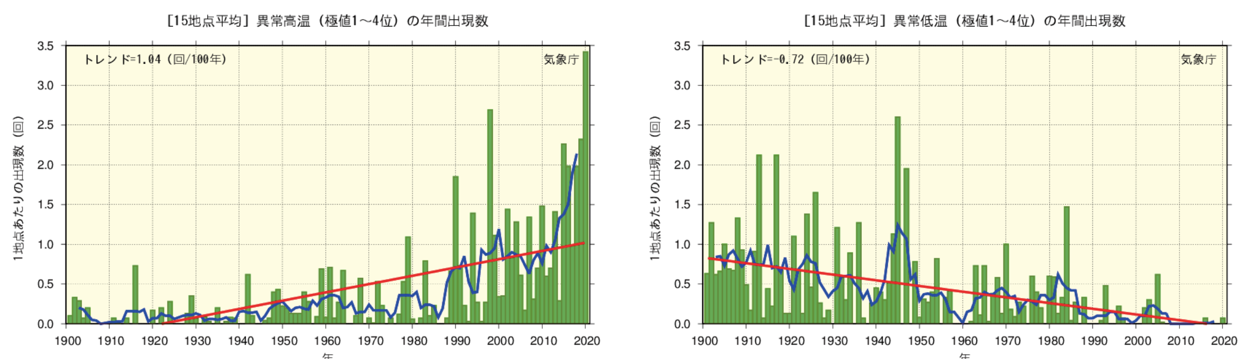


図 2.1-4　月平均気温の高い方から 1～4 位（異常高温、左図）と低い方から 1～4 位（異常低温、右図）の年間出現数の経年変化（1901～2020 年）
月平均気温に基づく異常高温と異常低温の年間出現数。棒グラフ（緑）は各年の異常高温あるいは異常低温の出現数の合計を各年の有効地点数の合計で割った値（1 地点あたりの出現数）を示す。太線（青）は 5 年移動平均値、直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）[17]を示す。

---

15 データの補正についての解説は、下記の気象庁ホームページに掲載している。
https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/correction.html（観測場所の移転に伴う気温データの補正方法について）

16 ここでは、異常高温・異常低温を「1901～2020 年の 120 年間で各月における月平均気温の高い方・低い方から 1～4 位の値」と定義している。ある地点のある月に、月平均気温の高い方あるいは低い方から 1～4 位の値が出現する割合は、120 年間に 4 回、つまり約 30 年に 1 回となり、本レポートの異常気象の定義（巻末の用語一覧参照）である「30 年に 1 回以下」とほぼ一致する。

17 2007 年以降では異常低温はほとんど出現せず、年間出現数は 0 に収束しているが、ここでは長期変化傾向をわかりやすい直線で示している。

(2) 日最高気温 30℃以上（真夏日）及び 35℃以上（猛暑日）の年間日数

統計期間 1910～2020 年における日最高気温が 30℃以上（真夏日）及び 35℃以上（猛暑日）の日数はともに増加している（それぞれ信頼水準 99%で統計的に有意）（図 2.1-5）。特に、猛暑日の日数は、1990 年代半ば頃を境に大きく増加している。

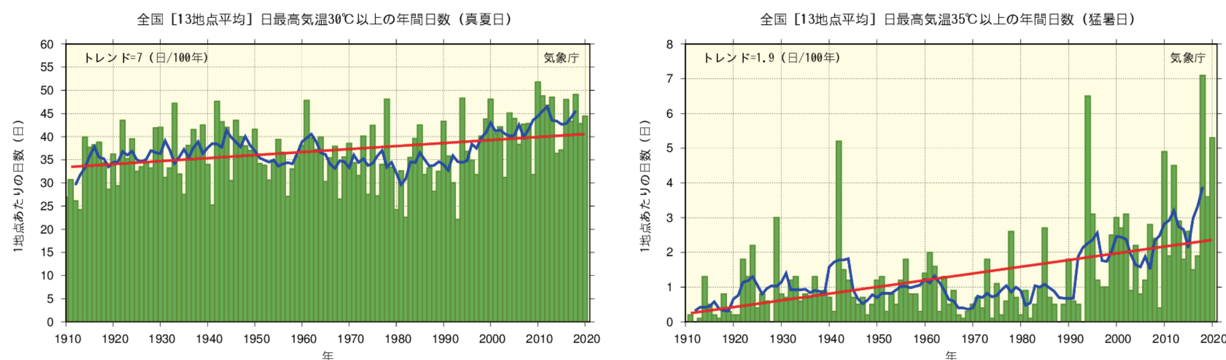


図 2.1-5　日最高気温 30℃以上（真夏日、左図）及び 35℃以上（猛暑日、右図）の年間日数の経年変化（1910～2020 年）
棒グラフ（緑）は各年の年間日数の合計を各年の有効地点数の合計で割った値（1 地点あたりの年間日数）を示す。太線（青）は 5 年移動平均値、直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。

(3) 日最低気温 0℃未満（冬日）及び 25℃以上（熱帯夜[18]）の年間日数

統計期間 1910～2020 年における日最低気温が 0℃未満（冬日）の日数は減少し、また、日最低気温が 25℃以上（熱帯夜）の日数は増加している（いずれも信頼水準 99%で統計的に有意）（図 2.1-6）。

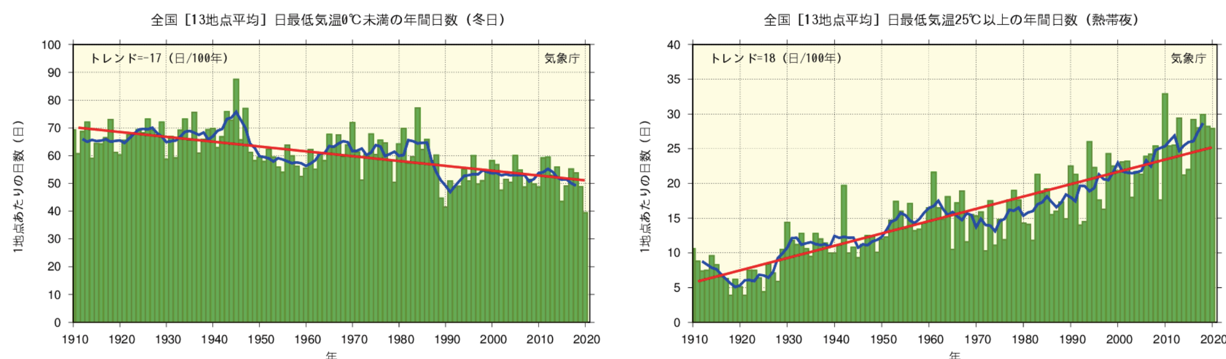


図 2.1-6　日最低気温 0℃未満（冬日、左図）及び日最低気温 25℃以上（熱帯夜、右図）の年間日数の経年変化（1910～2020 年）
図の見方は図 2.1-5 と同様。

2.1.4　日本の大都市のヒートアイランド現象[19]

長期間にわたって均質なデータを確保できる日本の大都市（札幌、仙台、新潟、東京、横浜、名古屋、京都、大阪、広島、福岡、鹿児島）の観測地点と都市化の影響が比較的小さいとみられる 15 観測地点（表 2.1-1）を対象に、1927～2020 年における気温の変化率を比較すると、大都市の上昇量の方が大きく、地点によって差があるものの、例えば年平均気温では 15 地点平均の値を 0.5～1.8℃程度上回っている。（表 2.1-2、図 2.1-7）。

---

[18] 熱帯夜は夜間の最低気温が 25℃以上のことを指すが、ここでは日最低気温が 25℃以上の日を便宜的に「熱帯夜」と呼んでいる。

[19] ヒートアイランド現象とは、都市域の気温が周囲地域よりも高い状態になる現象。気温分布図を描くと、等温線が都市を丸く取り囲んで島のような形になることから、このように呼ばれる（heat island = 熱の島）。気象庁ホームページでは、ヒートアイランド現象の解析や数値モデルによる再現実験の結果を毎年公表している。
https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/index_himr.html （ヒートアイランド現象）

15 観測地点平均の気温の変化率は、日本全体としての都市化の影響によらない平均的な変化率を表していると考えられることから、各都市と 15 観測地点平均の変化率の差は、都市化による影響として見積もられる（ただし、15 観測地点も都市化の影響を多少は受けており、厳密にはこの影響を考慮しなければならない）。

これら都市において平均気温の上昇率を季節別に見ると、最小となるのはすべての都市で夏となっている。一方、最大となるのは札幌、仙台、東京、横浜、新潟といった北日本や東日本の都市では冬や春に、名古屋と、京都、大阪、広島、福岡、鹿児島といった西日本の都市では春や秋になっており、季節や地域による違いも見られる。また、日最低気温は日最高気温より上昇率が大きい傾向が見られる。

統計期間内に観測露場の移転の影響が無かった各都市の階級別日数の経年変化については、冬日の年間日数は減少傾向が顕著であり、また、熱帯夜や真夏日、猛暑日の年間日数は札幌を除いて増加傾向が現れている（表 2.1-3）。

表 2.1-2　大都市における気温の変化率

1927〜2020[20]年の観測値から算出した、大都市における変化率（100 年あたり）及び都市化の影響が比較的小さいとみられる 15 観測地点（表 2.1-1 参照）の平均変化率を示す。斜体字は信頼水準 90%以上で統計的に有意な変化傾向が見られないことを意味する。※を付した 5 地点と 15 観測地点のうちの飯田、宮崎は、統計期間内に観測露場の移転の影響があったため、気温の変化率については移転に伴う影響を補正してから算出している。

観測地点	気温変化率（℃/100 年）														
	平均気温					日最高気温					日最低気温				
	年	冬	春	夏	秋	年	冬	春	夏	秋	年	冬	春	夏	秋
札幌	2.6	3.3	3.0	1.8	2.5	1.0	1.5	1.7	*0.6*	0.5	4.4	5.6	4.7	3.3	4.2
仙台	2.5	3.0	2.9	1.5	2.5	1.4	1.7	1.8	1.0	1.0	3.2	3.7	3.8	2.0	3.3
東京※	3.3	4.3	3.3	2.1	3.4	1.9	2.1	2.2	1.4	1.8	4.4	5.9	4.6	3.0	4.4
横浜	2.8	3.5	3.1	1.8	2.8	2.5	2.8	3.0	1.9	2.4	3.5	4.6	3.7	2.2	3.5
新潟※	2.1	2.3	2.6	1.4	1.9	2.0	2.8	2.8	0.9	1.7	2.2	2.4	2.7	1.9	1.8
名古屋	2.9	3.0	3.1	2.3	3.1	1.5	1.6	1.8	1.1	1.4	3.9	3.9	4.4	3.2	4.3
京都	2.7	2.7	3.0	2.3	2.8	1.2	0.9	1.7	1.1	0.9	3.8	3.8	4.1	3.3	4.0
大阪※	2.6	2.7	2.7	2.0	2.9	2.2	2.2	2.4	1.9	2.1	3.5	3.2	3.5	3.2	4.0
広島※	2.0	1.7	2.3	1.5	2.5	1.0	0.8	1.7	1.1	0.5	3.1	2.9	3.3	2.6	3.9
福岡	3.1	3.0	3.4	2.2	3.7	1.8	1.8	2.2	1.4	1.7	4.9	4.4	5.8	3.6	6.0
鹿児島※	2.5	2.6	2.8	2.0	2.9	1.3	1.3	1.7	1.1	1.4	3.9	3.6	4.4	3.2	4.6
15 地点平均※	1.5	1.7	1.9	1.1	1.5	1.2	1.3	1.7	0.8	0.9	1.9	1.9	2.1	1.6	1.9

[20] 2.1.2 では統計期間を 1898〜2020 年としているが、ここでは大都市の統計期間に合わせて 1927〜2020 年としている。

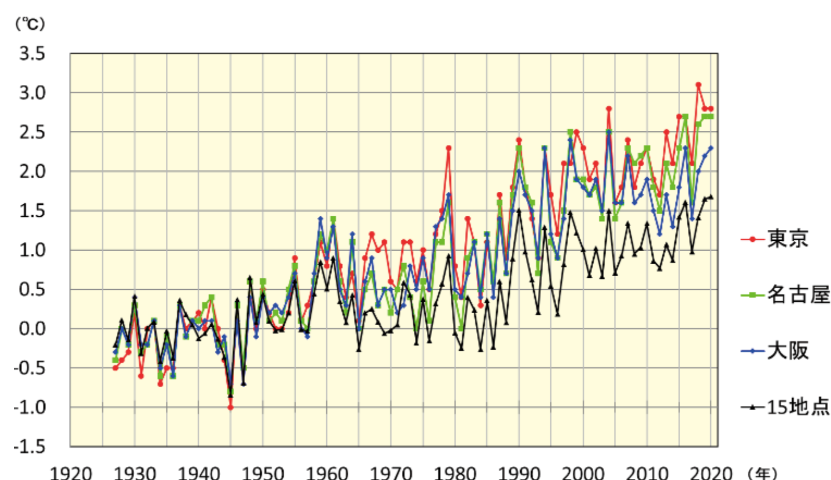


図 2.1-7　東京、名古屋、大阪と都市化の影響が比較的小さいとみられる 15 観測地点平均の年平均気温偏差の経年変化（1927～2020 年）
年平均気温偏差は、1927～1956 年平均値からの差を表す（1927～1956 年における東京、名古屋、大阪の各平均値と 15 観測地点平均の平均値はそれぞれ 0 で一致する）。

表 2.1-3　大都市における階級別日数の変化率
1927～2020 年の観測値から算出した、大都市における変化率（10 年あたり）及び都市化の影響が比較的小さいとみられる 13 観測地点（表 2.1-1 の 15 観測地点のうち観測露場の移転の影響がある飯田、宮崎を除いた 13 観測地点の平均）の平均変化率を示す。斜体字は信頼水準 90%以上で統計的に有意な変化傾向が見られないことを意味する。

観測地点	冬日（日/10 年）	熱帯夜（日/10 年）	真夏日（日/10 年）	猛暑日（日/10 年）
札幌	－4.4	*0.0*	*0.2*	*0.0*
仙台	－5.9	0.4	1.0	0.1
横浜	－5.9	3.1	2.2	0.3
名古屋	－6.8	3.8	1.3	1.1
京都	－7.2	3.7	1.3	1.4
福岡	－4.9	4.7	1.1	1.1
13 地点平均	－2.1	1.8	0.6	0.2

2.2　降水量の変動[21, 22]

○ 2020 年の世界の年降水量偏差（陸域のみ）は+39 mm だった。
○ 2020 年の日本の年降水量偏差は+210.2mm だった。日本の年降水量には、統計的に有意な長期変化傾向は見られない。
○ 全国的に、大雨や短時間強雨の発生頻度は増加しており、一方、降水の日数は減少している。
○ 北日本、東日本、西日本の日本海側で、積雪量は減少傾向が見られる。

2.2.1　世界の陸域の降水量

世界各地の陸上の観測所で観測された降水量から計算した、2020 年の世界の陸域の年降水量の基準値（1981～2010 年の 30 年平均値）からの偏差は+39 mm であった（図 2.2-1）。世界の陸域の年降水量は、1901 年の統計開始以降、数年～数十年規模の変動を繰り返している。北半球では、1930 年頃、1950 年代、2000 年代半ば以降に降水量の多い時期が現れている。

なお、世界全体の降水量の長期変化傾向を算出するには、地球表面積の約 7 割を占める海上における降水量を含める必要があるが、本レポートにおける降水量は陸域の観測値のみを用いており、また、統計期間初期は観測データ数が少なく相対的に誤差幅が大きいことから、変化傾向は求めていない。

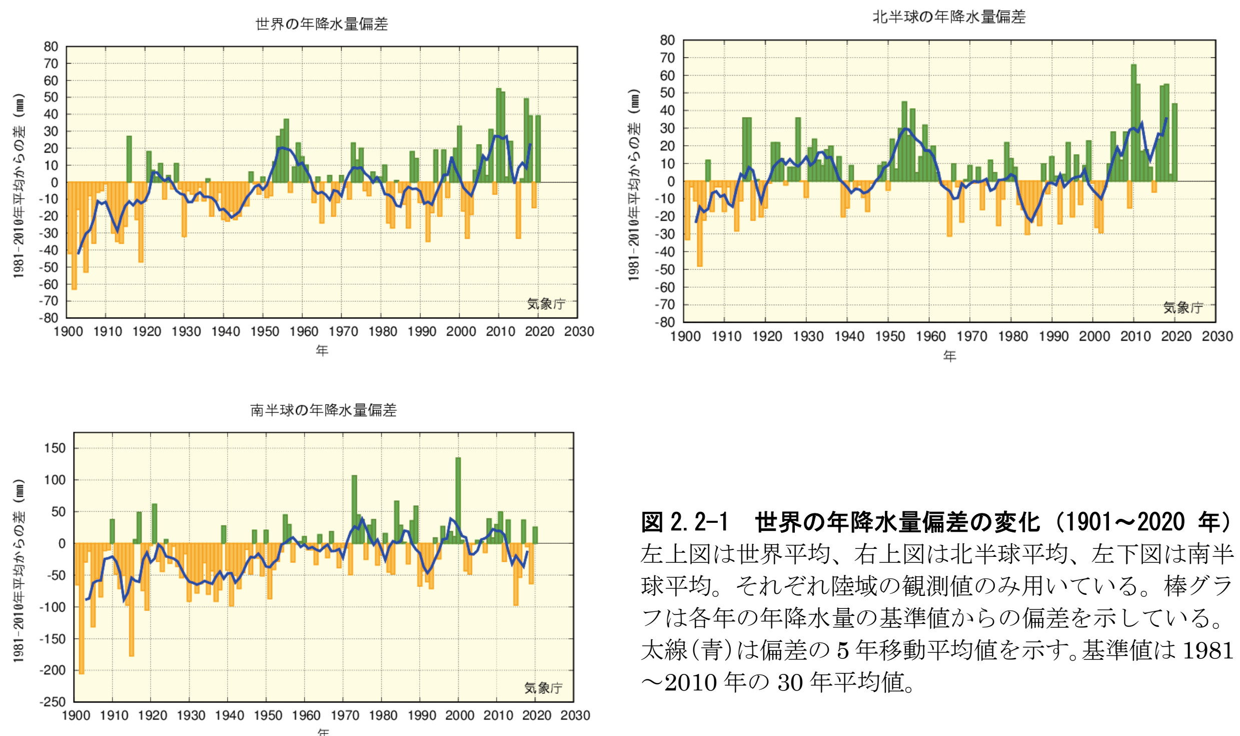


図 2.2-1　世界の年降水量偏差の変化（1901～2020 年）
左上図は世界平均、右上図は北半球平均、左下図は南半球平均。それぞれ陸域の観測値のみ用いている。棒グラフは各年の年降水量の基準値からの偏差を示している。太線（青）は偏差の 5 年移動平均値を示す。基準値は 1981～2010 年の 30 年平均値。

---

21 気象庁ホームページでは、降水量等に関する長期変化の監視成果を公表している。
https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/index.html　（世界及び日本の年降水量）
https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/extreme/extreme_p.html　（日本の大雨の発生回数や降水日数等）

22 世界全体や日本全体の降水量について、実際の値の算出は行わず、平均的な状態からのずれ（偏差）を用いている。その理由は、降水の観測が世界や日本をくまなく実施されているわけではなく、正確な見積もりが困難であることや、地球温暖化や気候変動の監視には実際の値が必須ではなく、偏差を用いて実施できるためである。

2.2.2　日本の降水量

日本の降水量の変化傾向を見るため、気象庁の 51 観測地点（表 2.2-1）について、1898～2020 年の年降水量の基準値（1981～2010 年の 30 年平均値）からの偏差を用いて解析した。

2020 年の日本の年降水量の偏差は+210.2 mm であった。日本の年降水量には、統計的に有意な長期変化傾向は見られないが、統計開始から 1920 年代半ばまでと 1950 年代に多雨期がみられ、1970 年代から 2000 年代までは年ごとの変動が比較的大きかった（図 2.2-2）。

表 2.2-1　日本の年降水量偏差の計算対象地点

降水量は、気温に比べて地点による変動が大きく、変化傾向の解析にはより多くの観測点を必要とするため、観測データの均質性が長期間継続している 51 観測地点を選出している。なお、大都市の多くで降水量や大雨の有意な長期変化傾向は見られておらず、都市化の影響は確認できていない。

要　素	観測地点
降水量 （51 観測地点）	旭川、網走、札幌、帯広、根室、寿都、秋田、宮古、山形、石巻、福島、伏木、長野、宇都宮、福井、高山、松本、前橋、熊谷、水戸、敦賀、岐阜、名古屋、飯田、甲府、津、浜松、東京、横浜、境、浜田、京都、彦根、下関、呉、神戸、大阪、和歌山、福岡、大分、長崎、熊本、鹿児島、宮崎、松山、多度津、高知、徳島、名瀬、石垣島、那覇

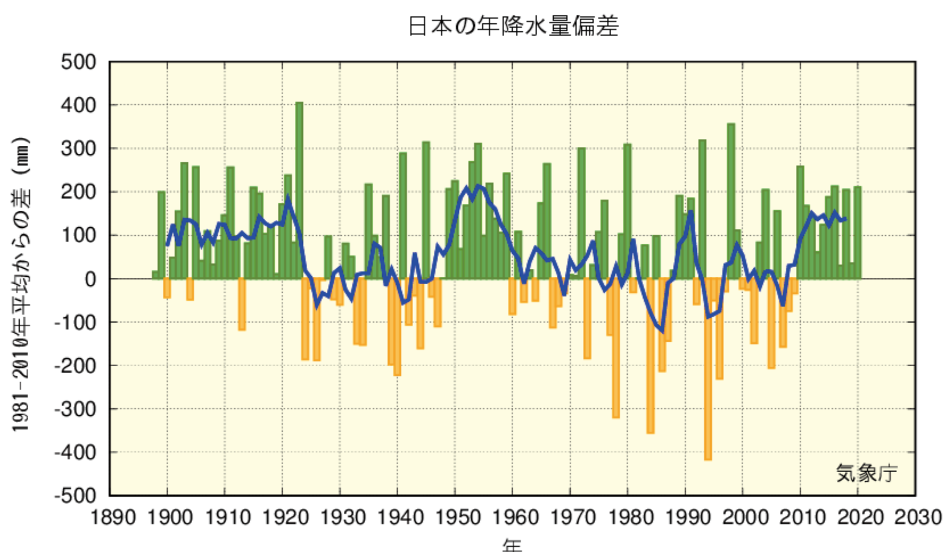


図 2.2-2　日本の年降水量偏差の経年変化（1898～2020 年）

棒グラフは国内 51 観測地点（表 2.2-1 参照）での各年の年降水量の基準値からの偏差を平均した値を示す。緑（黄）の棒グラフは基準値と比べて多い（少ない）ことを表す。太線（青）は偏差の 5 年移動平均値を示す。基準値は 1981～2010 年の 30 年平均値。

2.2.3　日本における大雨等の発生頻度

表 2.2-1 の 51 地点の観測値を用い、日本における大雨等の発生頻度の変化傾向の解析を行った。

(1)　月降水量の異常値[23]の出現数

月降水量における異常少雨の年間出現数は、1901～2020 年の 120 年間で増加している（信頼水準 99%で統計的に有意）（図 2.2-3 左図）。一方、異常多雨については同期間で変化傾向は見られない（図 2.2-3 右図）。

---

[23] ここでは、異常少雨・異常多雨を「1901～2020 年の 120 年間で各月における月降水量の少ない方・多い方から 1～4 位の値」と定義している。ある地点のある月に、月降水量の少ない方あるいは多い方から 1～4 位の値が出現する割合は、120 年間に 4 回、つまり約 30 年に 1 回となり、本レポートの異常気象の定義（巻末の用語一覧参照）である「30 年に 1 回以下」とほぼ一致する。

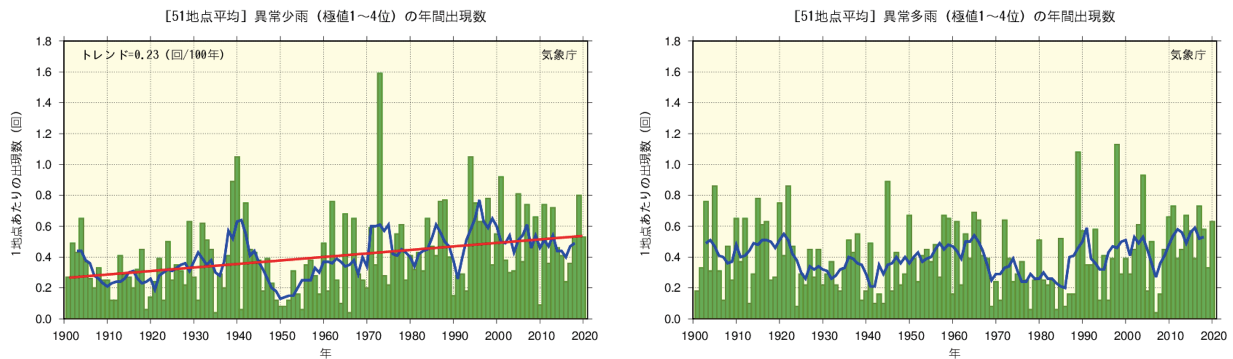


図 2.2-3　月降水量の少ない方から 1～4 位（異常少雨、左図）と多い方から 1～4 位（異常多雨、右図）の年間出現数の経年変化（1901～2020 年）

月降水量に基づく異常少雨と異常多雨の年間出現数。棒グラフ（緑）は各年の異常少雨あるいは異常多雨の出現数の合計を有効地点数の合計で割った値（1 地点あたりの出現数）を示す。太線（青）は 5 年移動平均値、直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。

(2)　日降水量 100 mm 以上、200 mm 以上及び 1.0 mm 以上の年間日数

日降水量 100 mm 以上及び日降水量 200 mm 以上の日数は、1901～2020 年の 120 年間でともに増加している（それぞれ信頼水準 99%で統計的に有意）（図 2.2-4）。一方、日降水量 1.0mm 以上の日数は減少している（信頼水準 99%で統計的に有意）（図 2.2-5）。これらの結果は、大雨の頻度が増える反面、雨がほとんど降らない日も増加する特徴を示している。

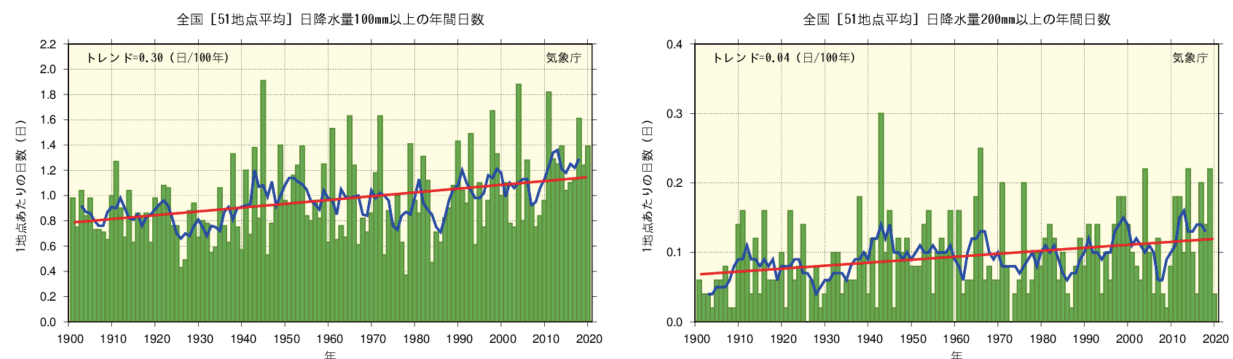


図 2.2-4　日降水量 100 mm 以上（左図）及び 200 mm 以上（右図）の年間日数の経年変化（1901～2020 年）

棒グラフ（緑）は各年の年間日数の合計を有効地点数の合計で割った値（1 地点あたりの年間日数）を示す。太線（青）は 5 年移動平均値、直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。

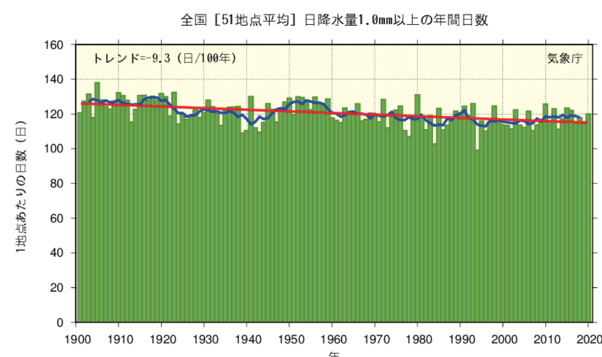


図 2.2-5　日降水量 1.0 mm 以上の年間日数の経年変化（1901～2020 年）

図の見方は図 2.2-4 と同様。

2.2.4　アメダスで見た大雨発生頻度

気象庁では、現在、全国約 1,300 地点の地域気象観測所（アメダス）において、降水量の観測を行っている。地点により観測開始年は異なるものの、多くの地点では 1970 年代後半に観測を始めており、1976 年からの約 45 年間のデータが利用可能となっている[24]。気象台や測候所等では約 100 年間の観測データがあることと比較するとアメダスの観測期間は短いが、アメダスの地点数は気象台や測候所等の約 8 倍あり面的に緻密な観測が行われていることから、局地的な大雨などは比較的よく捉えることが可能である。

1 時間降水量（毎正時における前 1 時間降水量）50 mm 以上及び 80mm 以上の短時間強雨の年間発生回数はともに増加している（信頼水準 99%で統計的に有意）（図 2.2-6）。50mm 以上の場合、統計期間の最初の 10 年間（1976～1985 年）平均では 1,300 地点あたり約 226 回だったが、最近の 10 年間（2011～2020 年）平均では約 334 回と約 1.5 倍に増加している。

日降水量 200 mm 以上及び、日降水量 400 mm 以上の大雨の年間日数には増加傾向が現れている（信頼水準 95%で統計的に有意）（図 2.2-7）。

ただし、大雨や短時間強雨は発生頻度が少なく、それに対してアメダスの観測期間は比較的短いことから、これらの長期変化傾向を確実に捉えるためには今後のデータの蓄積が必要である。

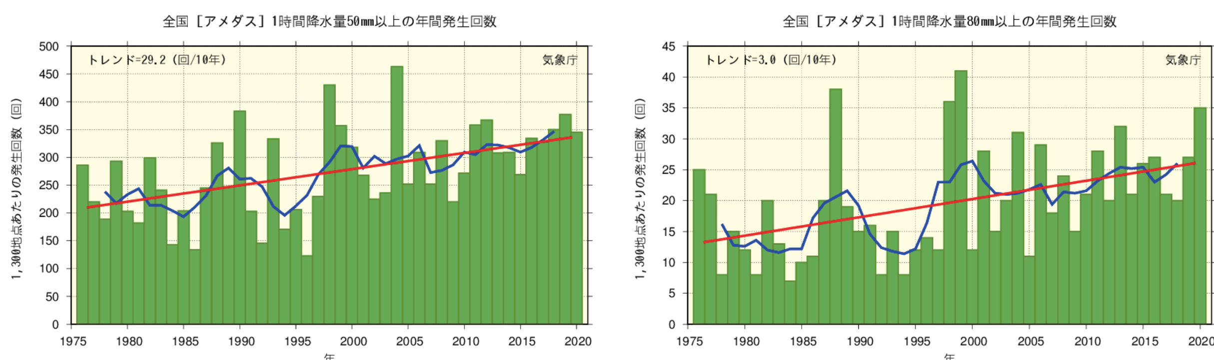


図 2.2-6　1 時間降水量 50 mm 以上（左図）及び 80 mm 以上（右図）の年間発生回数の経年変化（1976～2020 年）
棒グラフ（緑）は各年の年間発生回数を示す（全国のアメダスによる観測値を 1,300 地点あたりに換算した値）。太線（青）は 5 年移動平均値、直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。

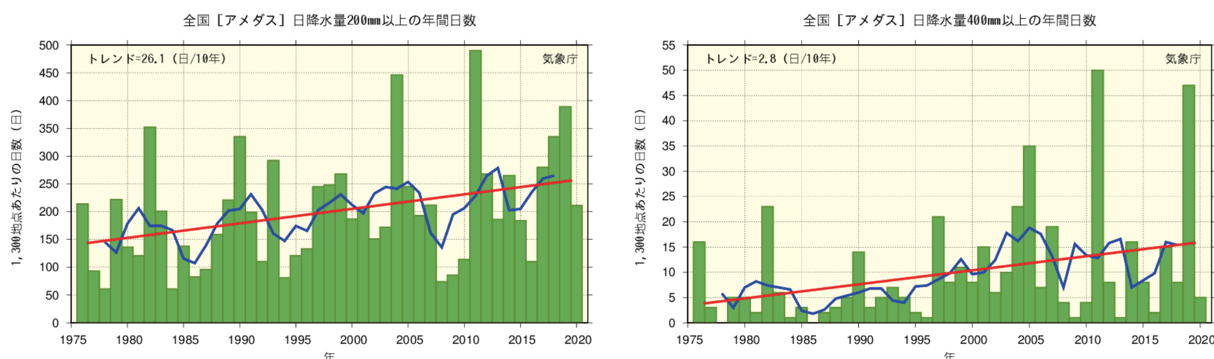


図 2.2-7　日降水量 200 mm 以上（左図）及び 400 mm 以上（右図）の年間日数の経年変化（1976～2020 年）
棒グラフ（緑）は各年の年間日数を示す（全国のアメダスによる観測値を 1,300 地点あたりに換算した値）。太線（青）は 5 年移動平均値、直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。

---

24 この解析に用いたアメダスの地点数は、1976 年当初は約 800 地点であるが、その後増加し、2020 年では約 1,300 地点となっている。なお、山岳地域に展開されていた無線ロボット雨量観測所のうち、廃止された観測所は統計期間を通じて除外している。

2.2.5　日本の積雪量

日本の積雪量の変化傾向を見るため、気象庁の日本海側の観測地点（表 2.2-2）について、1962～2020 年[25]の年最深積雪の基準値（1981～2010 年の 30 年平均値）に対する比[26]を用いて解析した。

2020 年の年最深積雪の基準値に対する比は、北日本日本海側で 43%、東日本日本海側で 13%、西日本日本海側で 24%であった。年最深積雪の基準値に対する比には、各地域とも減少傾向が現れており、10 年あたりの減少率は北日本日本海側で 4.1%（信頼水準 95%で統計的に有意）、東日本日本海側で 12.4%（信頼水準 99%で統計的に有意）、西日本日本海側で 14.3%（信頼水準 95%で統計的に有意）である（図 2.2-8）。また、全ての地域において、1980 年代初めの極大期から 1990 年代初めにかけて大きく減少しており、それ以降は東日本日本海側と西日本日本海側で 1980 年以前と比べると少ない状態が続いている。特に西日本日本海側では 1980 年代半ばまでは基準値に対する比が 200%を超える年が出現していたものの、それ以降は全く現れていない。

ただし、年最深積雪は年ごとの変動が大きく、それに対して統計期間は比較的短いことから、長期変化傾向を確実に捉えるためには今後のデータの蓄積が必要である。

表 2.2-2　日本の年最深積雪の基準値に対する比の計算対象地点

地域	観測地点
北日本日本海側	稚内、留萌、旭川、札幌、岩見沢、寿都、江差、倶知安、若松、青森、秋田、山形
東日本日本海側	輪島、相川、新潟、富山、高田、福井、敦賀
西日本日本海側	西郷、松江、米子、鳥取、豊岡、彦根、下関、福岡、大分、長崎、熊本

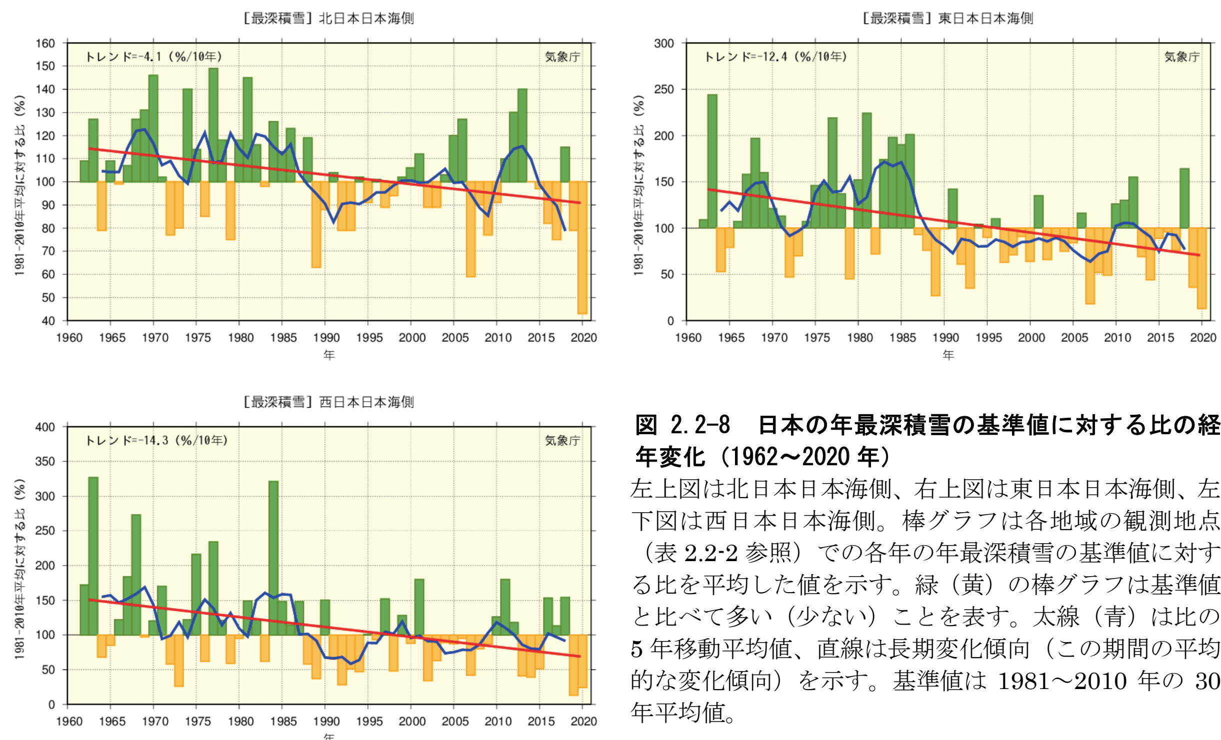


図 2.2-8　日本の年最深積雪の基準値に対する比の経年変化（1962～2020 年）
左上図は北日本日本海側、右上図は東日本日本海側、左下図は西日本日本海側。棒グラフは各地域の観測地点（表 2.2-2 参照）での各年の年最深積雪の基準値に対する比を平均した値を示す。緑（黄）の棒グラフは基準値と比べて多い（少ない）ことを表す。太線（青）は比の 5 年移動平均値、直線は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。基準値は 1981～2010 年の 30 年平均値。

[25] 第 2.2.5 項では、寒候年（前年 8 月から当年 7 月までの 1 年間）の統計を行っている。例えば、2019 年 8 月～2020 年 7 月の 1 年間を 2020 寒候年といい、本項において 2020 年の値は 2020 寒候年の期間の値を意味する。
[26] 年最深積雪の値は場所による差が大きいため、偏差ではなく比を用いることで、各観測点の変動を適切に反映させることができる。

2.3　日本におけるさくらの開花・かえでの紅（黄）葉日の変動[27]

○　さくらの開花日は早くなっている。
○　かえでの紅葉日は遅くなっている。

気象庁では、季節の遅れ進みや、気候の違いや変化など総合的な気象状況の推移を知ることを目的に、植物の開花や紅（黄）葉などの生物季節観測を実施している。

さくらの開花とかえでの紅（黄）葉[28]の観測対象地点（2021 年 1 月 1 日現在）を表 2.3-1 に、同地点の観測結果を統計した開花日、紅（黄）葉日の経年変化を図 2.3-1 に示す。また、主な都市のさくらの開花日の平年値と 1990 年までの 30 年平均値との比較を表 2.3-2 に示す。

この経年変化によると、1953 年以降、さくらの開花日は、10 年あたり 1.0 日の変化率で早くなっている。また、かえでの紅（黄）葉日は、10 年あたり 2.8 日の変化率で遅くなっている（いずれの変化も信頼水準 99%で統計的に有意）。

さくらの開花日が早まる傾向やかえでの紅（黄）葉日が遅くなる傾向は、これらの現象が発現する前の平均気温との相関が高いことから、これら経年変化の特徴の要因の一つとして長期的な気温上昇の影響が考えられる。

表 2.3-1　さくらの開花とかえでの紅（黄）葉の観測対象地点（2021 年 1 月 1 日現在）

観測項目	観測地点
さくらの開花 （58 観測地点）	稚内、旭川、網走、札幌、帯広、釧路、室蘭、函館、青森、秋田、盛岡、山形、仙台、福島、新潟、金沢、富山、長野、宇都宮、福井、前橋、熊谷、水戸、岐阜、名古屋、甲府、銚子、津、静岡、東京、横浜、松江、鳥取、京都、彦根、下関、広島、岡山、神戸、大阪、和歌山、奈良、福岡、佐賀、大分、長崎、熊本、鹿児島、宮崎、松山、高松、高知、徳島、名瀬、石垣島、宮古島、那覇、南大東島
かえでの紅（黄）葉 （51 観測地点）	旭川、札幌、帯広、釧路、室蘭、函館、青森、秋田、盛岡、山形、仙台、福島、新潟、金沢、富山、長野、宇都宮、福井、前橋、熊谷、水戸、岐阜、名古屋、甲府、銚子、津、静岡、東京、横浜、松江、鳥取、京都、彦根、下関、広島、岡山、神戸、大阪、和歌山、奈良、福岡、佐賀、大分、長崎、熊本、鹿児島、宮崎、松山、高松、高知、徳島

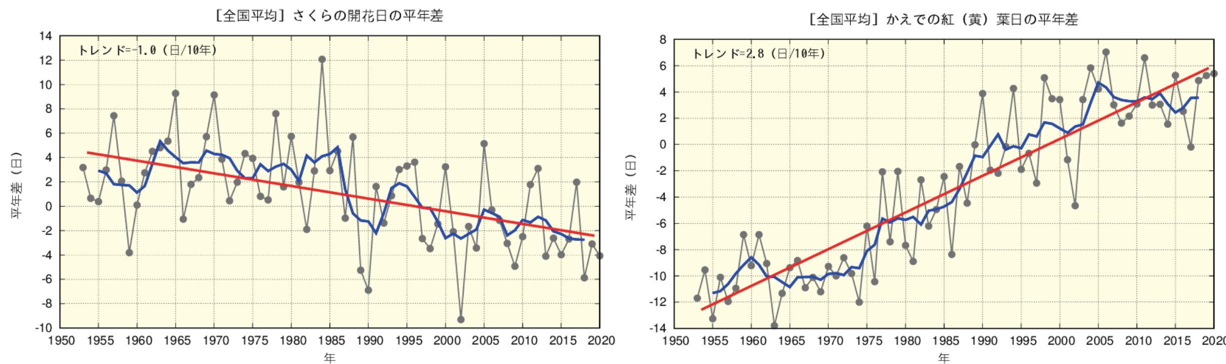


図 2.3-1　さくらの開花日の経年変化（1953～2020 年：左図）と、かえでの紅（黄）葉日の経年変化（同：右図）
黒の実線は平年差（観測地点（表 2.3-1 参照）で現象を観測した日の平年値（1981～2010 年の平均値）からの差を全国平均した値）を、青の実線は平年差の 5 年移動平均値を、赤の直線は変化傾向をそれぞれ示す。

[27] 気象庁ホームページでは、さくらをはじめとした生物季節観測の情報を公表している。
https://www.data.jma.go.jp/sakura/data/
[28] さくらの開花は「そめいよしの、えぞやまざくら、ひかんざくら」を対象に、かえでの紅（黄）葉は「いろはかえで、やまもみじ、おおもみじ（以上紅葉）、いたやかえで（黄葉）」を対象に観測を行っている。

表 2.3-2　主な都市におけるさくらの開花日の比較

1961 年～1990 年の平均値と平年値（1981～2010 年）とを比較し、平年値から 1990 年までの平均値を引いた日数の差を示す。

	30年平均値（1961-1990年）	平年値（1981-2010年）	差		30年平均値（1961-1990年）	平年値（1981-2010年）	差
釧 路	5月19日	5月17日	2日早い	大 阪	4月1日	3月28日	4日早い
札 幌	5月5日	5月3日	2日早い	広 島	3月31日	3月27日	4日早い
青 森	4月27日	4月24日	3日早い	高 松	3月31日	3月28日	3日早い
仙 台	4月14日	4月11日	3日早い	福 岡	3月28日	3月23日	5日早い
新 潟	4月13日	4月9日	4日早い	鹿児島	3月27日	3月26日	1日早い
東 京	3月29日	3月26日	3日早い	那 覇	1月16日	1月18日	2日遅い
名古屋	3月30日	3月26日	4日早い	石垣島	1月15日	1月16日	1日遅い

2.4　台風の変動[29]

台風の変動の特徴は以下のとおりである。

○　2020 年の台風の発生数は 23 個で、平年より少なかった。

○　台風の発生数に長期変化傾向は見られない。

2020 年の台風の発生数は 23 個（平年値[30]25.6 個）で、平年より少なかった。1990 年代後半から 2010 年代初めにかけて発生数の少ない年が多かったものの、1951～2020 年の統計期間では長期変化傾向は見られない（図 2.4-1）。2020 年の日本への台風の接近数[31]は 7 個（平年値 11.4 個）、上陸数[32]は 0 個（平年値 2.7 個）で、ともに平年より少なかった。接近数は発生数と同様に長期変化傾向は見られない。上陸数は、年あたり 2、3 個程度とサンプル数が少ないため、長期的な変動傾向を述べるのは難しい（図 2.4-2）。

「強い」以上の台風の発生数や発生割合の変動については、台風の中心付近の最大風速データが揃っている 1977 年以降について示す。「強い」以上の勢力となった台風の発生数は、1977～2020 年の統計期間では変化傾向は見られない（図 2.4-3）。

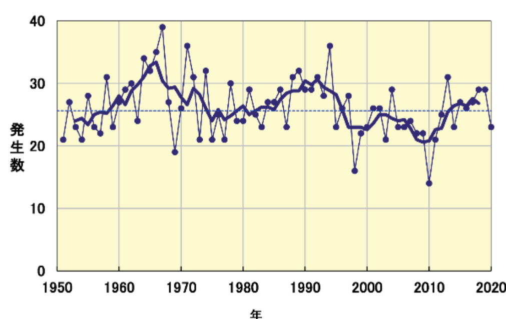


図 2.4-1　台風の発生数の経年変化

細い実線は年々の値を、太い実線は 5 年移動平均を、破線は平年値を示す。

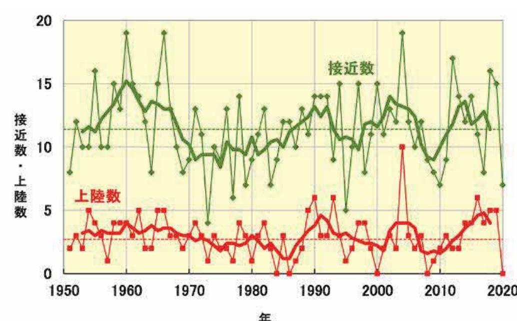


図 2.4-2　日本への台風の接近数と上陸数の経年変化

細い実線は、日本への台風接近数（緑）と上陸数（赤）の年々の値。太い実線はそれぞれの 5 年移動平均。破線は平年値を示す。

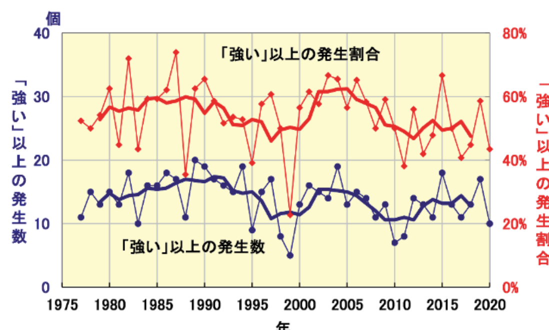


図 2.4-3　「強い」以上の勢力となった台風の発生数と全発生数に対する割合の経年変化

細い実線は、「強い」以上の勢力となった台風の発生数（青）と全台風に対する割合（赤）の経年変化。太い実線は、それぞれの 5 年移動平均。

---

29 熱帯または亜熱帯地方で発生する低気圧を熱帯低気圧といい、そのうち北西太平洋または南シナ海に存在し、低気圧内の最大風速（10 分間の平均風速）がおよそ 17m/s 以上のものを日本では「台風」と呼んでいる。また、台風の中心付近の最大風速により、勢力を「強い」（33m/s 以上 44m/s 未満）、「非常に強い」（44m/s 以上 54m/s 未満）、「猛烈な」（54m/s 以上）と区分している。
気象庁ホームページでは、統計を開始した 1951 年以降に発生した台風に関する様々な統計資料を掲載している。 https://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/typhoon/statistics/index.html

30 平年値は 1981～2010 年の平均値。

31 「接近」は台風の中心が国内のいずれかの気象官署等から 300km 以内に入った場合を指す。

32 「上陸」は台風の中心が北海道、本州、四国、九州の海岸線に達した場合を指す。

2.5　海面水温の変動[33]

○ 2020 年の世界全体の年平均海面水温平年差は+0.31℃で、1891 年以降では 2016 年、2019 年に次いで 3 番目に高い値となった。
○ 世界全体の年平均海面水温は長期的に上昇しており、上昇率は 100 年あたり+0.56℃である。
○ 日本近海における、2020 年までのおよそ 100 年間にわたる海域平均海面水温（年平均）は上昇しており、上昇率は 100 年あたり+1.16℃である。

2.5.1　世界の海面水温

2020 年の世界全体の年平均海面水温平年差（1981～2010 年の平均値からの差）は+0.31℃で、1891 年以降では 2016 年、2019 年に次いで 3 番目に高い値となった。この結果、最近の 2014 年から 2020 年までの 7 年分の値が、すべて歴代上位 7 位までを占めることとなった。

世界全体の年平均海面水温は長期的に上昇しており、上昇率は 100 年あたり+0.56℃である（信頼水準 99%で統計的に有意。統計期間：1891～2020 年）（図 2.5-1）。また、海面水温の長期変化傾向には海域による違いがあるが、多くの海域で上昇傾向が現れている（図 2.5-2）。

世界全体の平均海面水温は、地球温暖化の指標として用いられる世界の平均気温（第 2.1 節参照）と同様、その長期的な上昇には地球温暖化の影響が考えられるが、数年から数十年程度の時間規模での変動の影響も受けて変動している。

数年以上の時間規模での変動に注目すると、最近では 1970 年代半ばから 2000 年前後にかけて明瞭な上昇傾向を示した後、2010 年代前半にかけての期間は横ばい傾向で推移し、その後再び上昇傾向を示した（図 2.5-1　青線）。これは地球温暖化に伴う百年規模の変化に十年から数十年規模の自然変動が重なっているためと考えられており、地球温暖化を正確に評価するためには、この自然変動による影響の評価が欠かせない。海面水温に見られる十年規模の変動のうち、代表的なものである太平洋十年規模振動（PDO）については第 2.6.2 項で解説する。

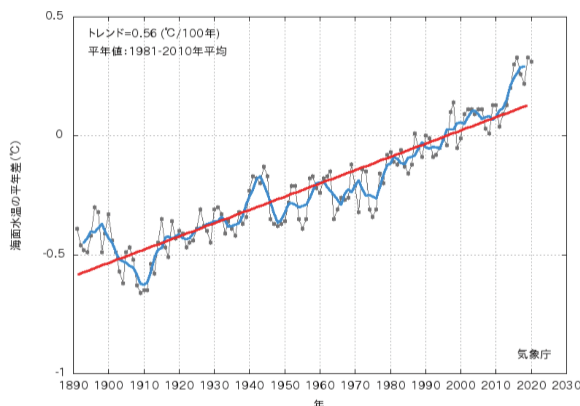


図 2.5-1　世界全体の年平均海面水温平年差の経年変化（1891～2020）
各年の値を黒い実線、5 年移動平均値を青い実線、変化傾向を赤い実線で示す。

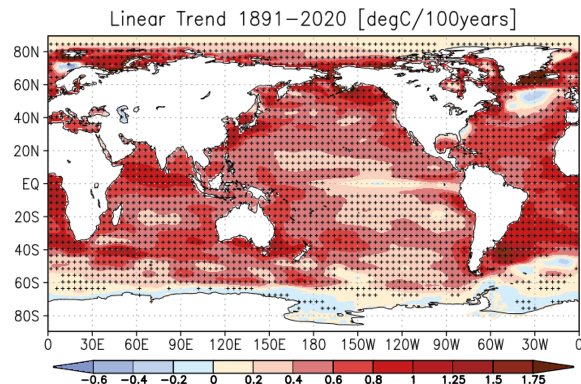


図 2.5-2　年平均海面水温の長期変化傾向（℃/100 年）
1891～2020 年の期間から算出した変化傾向を示す。＋記号は変化傾向が信頼水準 95%で統計的に有意であることを示す。

[33] 気象庁ホームページでは、世界及び日本近海の海面水温の変化傾向を解析した結果等を公表している。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/data/shindan/a_1/glb_warm/glb_warm.html　（世界）
https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/data/shindan/a_1/japan_warm/japan_warm.html　（日本近海）

2.5.2 日本近海の海面水温

気象庁が収集している船舶やブイ等の現場観測データと100年以上にわたる海面水温格子点データ(COBE-SST)(Ishii et al.,2005)を用いて、日本近海における100年あたりの海域別海面水温の上昇率を見積もった。海域は、海面水温の特性が類似している13の海域に分けている。

図2.5-3に、日本近海(海域別)の年平均海面水温の長期変化傾向を示す。日本近海における、2020年までのおよそ100年間にわたる海域平均海面水温(年平均)の上昇率は、+1.16℃/100年となっており、北太平洋全体で平均した海面水温の上昇率(+0.55℃/100年)よりも大きく、日本の気温の上昇率(+1.26℃/100年)と同程度の値となっている。

日本近海を海域別にみると、海域平均海面水温の上昇率は、黄海、東シナ海、日本海南西部、四国・東海沖、釧路沖では日本の気温の上昇率と同程度となっており、三陸沖、関東の東、関東の南、沖縄の東及び先島諸島周辺では日本の気温の上昇率よりも小さく、日本海中部では日本の気温の上昇率よりも大きくなっている。

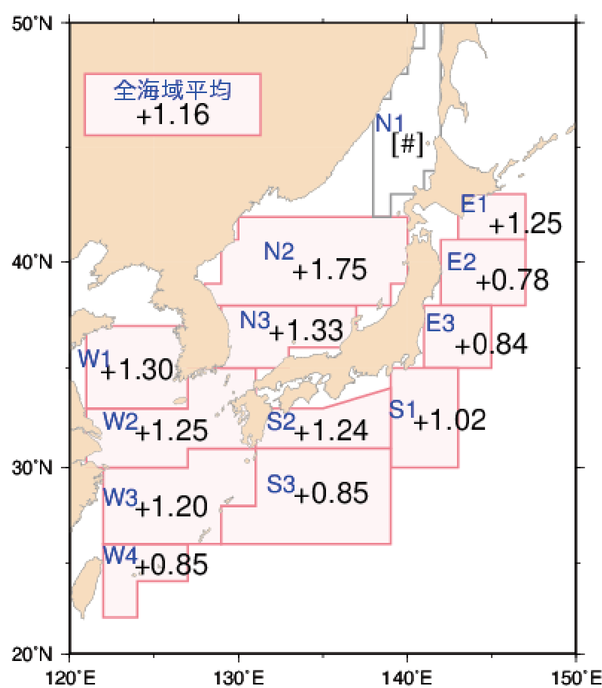


図 2.5-3 日本近海の海域平均海面水温(年平均)の変化傾向(℃/100 年)

1900～2020 年までの上昇率を示す。値は、信頼水準 99%以上で有意な変化傾向があることを示す。上昇率が[#]とあるものは、100 年間の変化傾向が明確に見出せないことを示す。

海域番号	海域名	海域番号	海域名
E1	釧路沖	N1	日本海北東部
E2	三陸沖	N2	日本海中部
E3	関東の東	N3	日本海南西部
S1	関東の南	W1	黄海
S2	四国・東海沖	W2	東シナ海北部
S3	沖縄の東	W3	東シナ海南部
		W4	先島諸島周辺

2.6　エルニーニョ／ラニーニャ現象[34]と太平洋十年規模振動[35]

○ 2020 年夏にラニーニャ現象が発生し、冬にかけて持続した。
○ 太平洋十年規模振動（PDO）指数は 2000 年頃から 2010 年代前半にかけておおむね負の状態が続いていた。2014 年以降、PDO 指数の年平均値はおおむね正の値が続いている。

2.6.1　エルニーニョ／ラニーニャ現象

エルニーニョ現象は、太平洋赤道域の日付変更線付近から南米沿岸にかけて海面水温が平年より高くなり、その状態が 1 年程度続く現象である。逆に、同じ海域で海面水温が平年より低い状態が続く現象はラニーニャ現象と呼ばれ、いずれも数年に一度発生する。エルニーニョ／ラニーニャ現象が発生すると、大気の流れが地球規模で変化するため、世界中の天候に影響を及ぼす。日本では、エルニーニョ現象が発生すると冷夏・暖冬、ラニーニャ現象が発生すると暑夏・寒冬となる傾向がある。

図 2.6-1 はエルニーニョ監視海域と西太平洋熱帯域における海面水温の基準値との差の 2010 年以降の変化を示したものである（海域の範囲と基準値[36]については脚注と巻末の用語一覧参照）。エルニーニョ監視海域の海面水温は、2020 年 1 月から 5 月にかけては基準値に近い値、6 月以降は基準値より低い値で推移した。一方、西太平洋熱帯域の海面水温は 2020 年 1 月から 3 月にかけては基準値より低い値、6 月以降は基準値より高い値で推移した。これらの海域の海面水温の変化は、2020 年夏以降ラニーニャ現象の特徴が明瞭になったことに対応している。

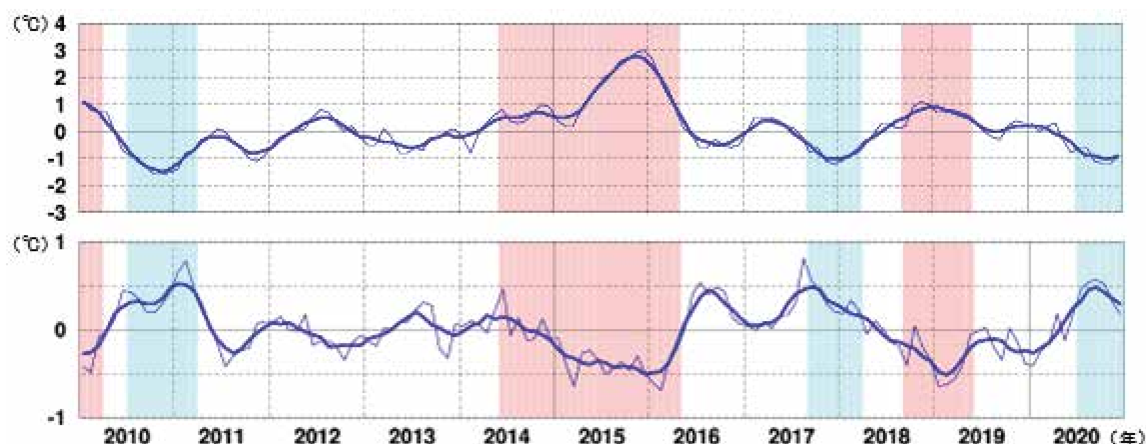


図 2.6-1 エルニーニョ監視海域（上図）及び西太平洋熱帯域（下図）における海面水温の基準値との差の時間変化(℃)
折線は月平均値、滑らかな太線は 5 か月移動平均値を示し、正の値は基準値より高いことを示す。
エルニーニョ現象の発生期間は赤、ラニーニャ現象の発生期間は青で陰影を施してある。

---

34 「エルニーニョ／ラニーニャ現象」については巻末の用語一覧を参照のこと。気象庁ホームページでは、エルニーニョ現象など熱帯域の海洋変動の実況と見通しに関する情報を「エルニーニョ監視速報」として毎月 1 回発表している。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/elnino/kanshi_joho/kanshi_joho1.html

35 気象庁ホームページでは、太平洋十年規模振動（Pacific Decadal Oscillation：PDO）指数の変動についての診断結果を公表している。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/data/shindan/b_1/pdo/pdo.html

36 エルニーニョ監視海域の基準値については巻末の用語一覧を参照のこと。西太平洋熱帯域の基準値はその年の前年までの 30 年間における当該月の海域の海面水温の平均値に、同期間の変化傾向から推定される変化分を加えた値。基準値より高い（低い）とは、エルニーニョ監視海域では基準値より+0.5℃以上（-0.5℃以下）、西太平洋熱帯域では基準値より+0.15℃以上（-0.15℃以下）である場合。

2.6.2　太平洋十年規模振動（Pacific Decadal Oscillation：PDO）

海面水温の変動には、エルニーニョ／ラニーニャ現象に伴う数年規模の変動や地球温暖化に伴う百年規模の変化に加え、十年から数十年規模の変動が存在する。特に太平洋に見られる十年以上の周期を持つ大気と海洋が連動した変動は、太平洋十年規模振動（Pacific Decadal Oscillation、PDO と略す。）と呼ばれ、海面水温に見られる代表的な十年規模変動として知られている。PDO では、海面水温が北太平洋中央部で平年より低く（高く）なるとき北太平洋の北米沿岸で平年より高く（低く）なるといったシーソーのような変動を、十年以上の周期でゆっくりと繰り返している。この変動を表す指標として、北太平洋の北緯 20 度以北の海面水温の偏差パターンから定義される PDO 指数が用いられる。これらの海面水温のパターンと PDO 指数は月ごとの海面水温偏差に基づいて求められることから、十年から数十年規模の変動に加えてエルニーニョ／ラニーニャ現象などの相対的に短い時間規模の変動も反映されている点に注意が必要である。

PDO 指数が正（負）のとき、海面水温は北太平洋中央部で平年より低く（高く）なり、北太平洋の北米沿岸で平年より高く（低く）なるとともに、太平洋赤道域の日付変更線付近から南米沿岸にかけても平年より高く（低く）なり、エルニーニョ（ラニーニャ）現象に似た分布が見られる（図 2.6-2）。また、PDO 指数が正（負）のとき、海面気圧は北太平洋高緯度で平年より低く（高く）なる傾向がある（図 2.6-3）。これは冬季・春季においてアリューシャン低気圧が平年より強い（弱い）ことを示している。このような大気循環の変化に伴って、北米を中心に天候への影響も見られる。PDO 指数が正のとき、冬季の気温は北米北西部、南米北部などで高い傾向が、一方、米国南東部及び中国の一部などで低い傾向が見られる（Mantua and Hare, 2002）。

PDO 指数は 1920 年代後半から 1940 年前半にかけてと、1970 年代末から 2000 年頃にかけての期間はおおむね正の値、1940 年代後半から 1970 年代半ばにかけてと、2000 年頃から 2010 年代前半にかけての期間はおおむね負の値で推移していた。2014 年以降の PDO 指数（年平均値）はおおむね正の値が続いている（図 2.6-4）。

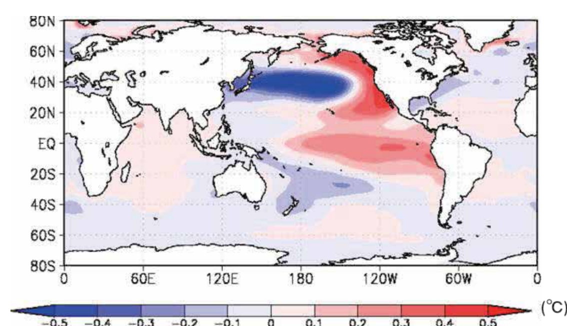


図 2.6-2　PDO 指数が正の時の典型的な海面水温の偏差パターン

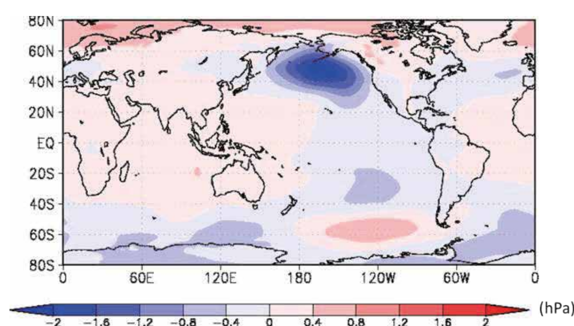


図 2.6-3　PDO 指数が正の時の典型的な海面気圧の偏差パターン

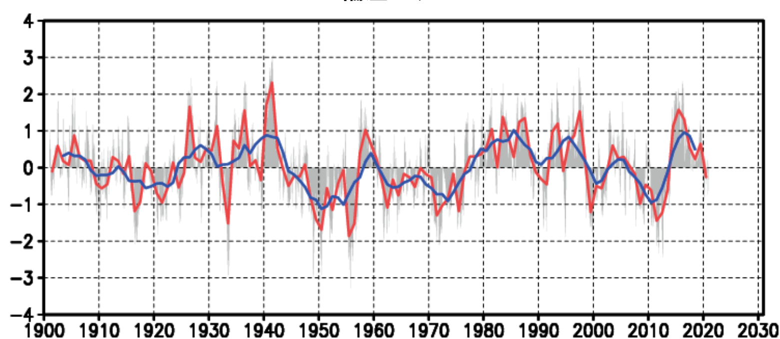


図 2.6-4　PDO 指数（年平均値）の経年変化

縦軸は PDO 指数、横軸は年である。赤線は PDO 指数の年平均値、青線は 5 年移動平均値を表す。また、月ごとの指数を灰色の棒グラフで示している。

2.7　世界の海洋の貯熱量の変動[37]

○　世界の海洋の貯熱量は、長期的に増加している。
○　1990 年代半ば以降の増加率は、それ以前と比べて上昇している。

地球表面の 7 割を占める海洋は、大気に比べて熱容量が大きいため、わずかな水温の変化でも大量の熱を大気とやり取りすることになり、気候に大きな影響を与える。IPCC 海洋・雪氷圏特別報告書（IPCC, 2019）は、1970 年以降、地球温暖化により地球システムに蓄積した熱エネルギーの約 90%が海洋に取り込まれていると指摘している。

Ishii et. al.（2017）の手法を用いて解析した海洋の 700m 深までと 2000m 深までの全球貯熱量の経年変化を図 2.7-1 に示す。1955 年以降、海洋の貯熱量は長期的には増加しており、2020 年の貯熱量は 1955 年から約 43×10^{22} J 増加した。1990 年代半ばからは、増加率がそれ以前と比べて大きくなっており、1993 年の前後で比べると、1993 年以前は 10 年あたり 3.9×10^{22}J だったのが 1993 年以降は 10 年あたり 9.8×10^{22}J となり、増加速度がおよそ 2.5 倍となっている。海洋貯熱量の増加速度の加速は、IPCC 海洋・雪氷圏特別報告書でも指摘されている。

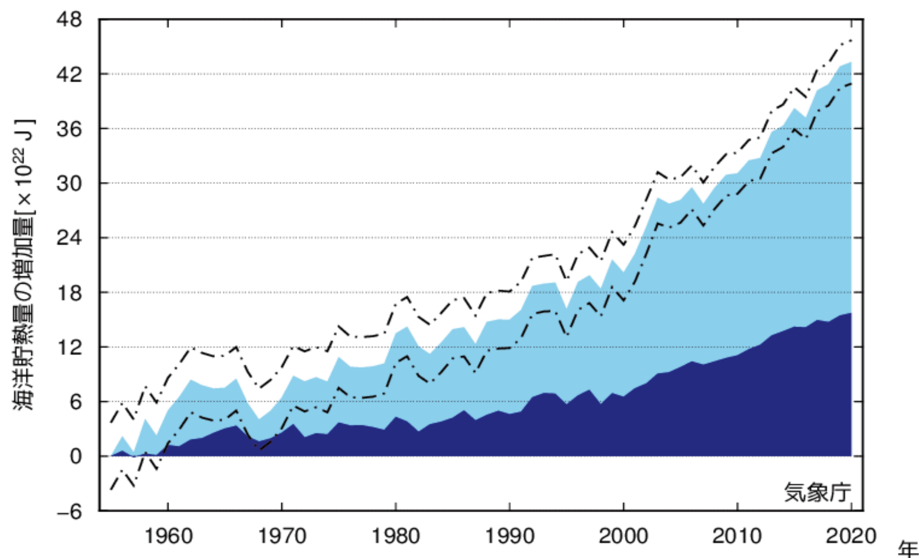


図 2.7-1　海洋貯熱量の増加量
水色の陰影は海面から深度 700m まで、紺色の陰影は深度 700m から 2000m までの貯熱量を示し、一点鎖線は海面から深度 2000m までの解析値の 95%信頼区間を示す。

37 気象庁ホームページでは、貯熱量の変動に関連して、表層水温の長期変化傾向について公表している。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_1/ohc/ohc_global2000.html

2.8　日本沿岸の海面水位の変動[38]

○ 日本沿岸の海面水位は、過去 100 年間に上昇傾向は見られないものの、1980 年以降では上昇傾向が見られる。

日本沿岸の海面水位は、観測データの揃っている 1906～2020 年の全期間では統計的に有意な上昇傾向は見られない（図 2.8-1）。

1906～2020 年の期間で有意な上昇傾向が見られないのは、全期間を通じ 10 年から 20 年周期の変動と 50 年を超えるような長周期の変動が卓越しているためである。これらの変動は、北太平洋上の大気循環場の変動が要因と考えられている。北太平洋では冬季に中緯度偏西風が卓越するが、この偏西風が十年規模で変動することによって、北太平洋中央部の海面水位が変動する。その海面水位変動が地球自転の影響を受けて西方に伝播し、日本沿岸海面水位の変動をもたらす。また、1950 年頃に見られる変動のピークについては、アリューシャン低気圧の弱まりに対応している。

一方、1980 年代以降の日本沿岸の海面水位には上昇傾向が見られる。2020 年の日本沿岸の海面水位は、平年値（1981～2010 年平均）と比べて 87mm 高く、統計を開始した 1906 年以降で第 1 位の値を更新した。

IPCC 海洋・雪氷圏特別報告書（IPCC, 2019）によると、グリーンランド及び南極の氷床から氷が減少する速度の増大（確信度が非常に高い）、氷河の質量の減少及び海洋の熱膨張の継続により、世界平均の海面水位は最近加速化して上昇している。具体的には、世界平均海面水位は 1902～2010 年の期間に 0.16［0.12～0.21］m 上昇したが、2006～2015 年の期間の世界平均の海面水位の上昇率は 1 年あたり 3.6［3.1～4.1］mm であった。この上昇率は直近の 100 年で例がなく（確信度が高い）、1 年あたり 1.4［0.8～2.0］mm であった 1901～1990 年の期間の上昇率の約 2.5 倍であることが示されている[39]。IPCC 海洋・雪氷圏特別報告書とほぼ同じ期間での日本沿岸の海面水位の変化を求めると、1906～2010 年の期間では上昇傾向が見られない一方、2006～2015 年の期間で 1 年あたり 4.1 [0.1～8.2] mm の割合で上昇している。近年だけで見ると、日本沿岸の海面水位の上昇率は、世界平均の海面水位の上昇率と同程度になっている。

日本沿岸の海面水位は数十年周期の変動が卓越しており、これらの変動と地球温暖化に伴う変動のそれぞれの寄与について定量的な評価はできていない。地球温暖化に伴う海面水位の上昇を評価するため、引き続き監視が必要である。

---

[38] 気象庁ホームページでは、日本沿岸の海面水位の長期変化傾向を公表している。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_1/sl_trend/sl_trend.html

[39]［　］内に示した数値は、解析の誤差範囲（信頼区間 95%）を表している。

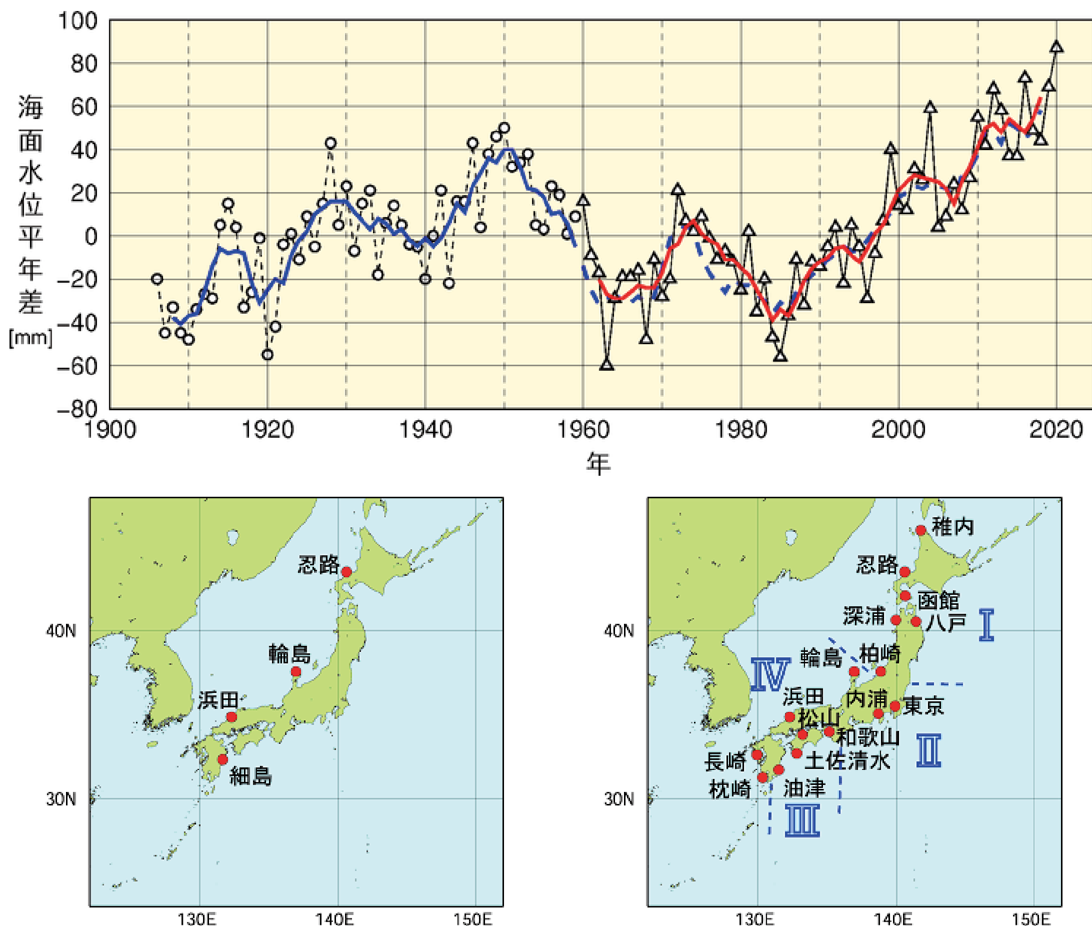


図 2.8-1　日本沿岸の年平均海面水位の経年変化（1906～2020 年、上図）と検潮所位置図（左下図、右下図）

日本沿岸で地盤変動の影響が小さい検潮所を選択している。1906～1959 年までは日本沿岸の検潮所の数が少なかったため、左下図に示した 4 地点の検潮所それぞれについて求めた年平均海面水位平年差を平均した値の変化を示している。1960 年以降については、変動パターンが類似している海域別に日本周辺をⅠ：北海道・東北地方の沿岸、Ⅱ：関東・東海地方の沿岸、Ⅲ：近畿太平洋側～九州太平洋側の沿岸、Ⅳ：北陸地方～九州東シナ海側の沿岸の 4 海域に区分（右下図に、使用した 16 地点の検潮所とともに示す）し、海域ごとに求めた年平均海面水位平年差をさらに平均し、その変化を示している。グラフの海面水位は、1981～2010 年までの期間で求めた平年値を 0 mm とした各年の年平均海面水位平年差の時系列である。青実線は 4 地点平均の平年差の 5 年移動平均値、赤実線は 4 海域平均の平年差の 5 年移動平均値を示している。なお、青破線は、4 地点平均の平年差の 5 年移動平均を期間後半（1960 年以降）について算出し、参考として示したものである（1962～2018 年における赤実線と青破線の値の相関係数は 0.98 で両者の対応は良く、1959～1960 年にかけての地点の追加・削除がその間の海面水位平年差の変化に与えた影響は小さいと考えられる）。使用した検潮所のうち、忍路、柏崎、輪島、細島は国土地理院の所管する検潮所である。東京は 1968 年以降のデータを使用している。平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震の影響を受けた函館、深浦、柏崎、東京、八戸は、2011 年以降のデータを使用していない。

2.9　海氷域の変動[40]

○ 北極域の海氷域面積は減少している。2020 年の海氷域面積の年最小値は 372 万 km² で、1979 年以降 2 番目に小さかった。
○ 南極域の海氷域面積の年最大値には増加傾向が現れている。
○ オホーツク海の最大海氷域面積は、10 年あたり 6.1 万 km² の割合で減少している。

2.9.1　北極・南極の海氷

海氷とは海水が凍ってできた氷であり、北極域及び南極域に分布する。海氷域は、海水面に比べ太陽光の反射率（アルベド）が大きいという特徴がある。このため、地球温暖化の影響により海氷が減少すると、海水面における太陽放射の吸収が増加し、地球温暖化の進行を加速すると考えられている。また、海氷生成時に排出される高塩分水が深層循環の駆動力の一つと考えられており、海氷の変動は海洋の深層循環にも影響を及ぼす。

北極域の海氷域面積は、同一の特性を持つセンサーによる衛星データが長期間継続して入手可能となった 1979 年以降、長期的に見ると減少している（信頼水準 99%で統計的に有意）（図 2.9-1）。特に、年最小値は減少が顕著で、1979 年から 2020 年までに年あたり 9.1 万 km² 減少している。一方、南極域の海氷域面積の年最大値には増加傾向が現れており、年あたり 1.5 万 km² 増加している（信頼水準 95%で統計的に有意）。なお、2016 年から 2019 年までは年最大値が平年値を下回っていたが、2018 年以降は再び増加に転じている。

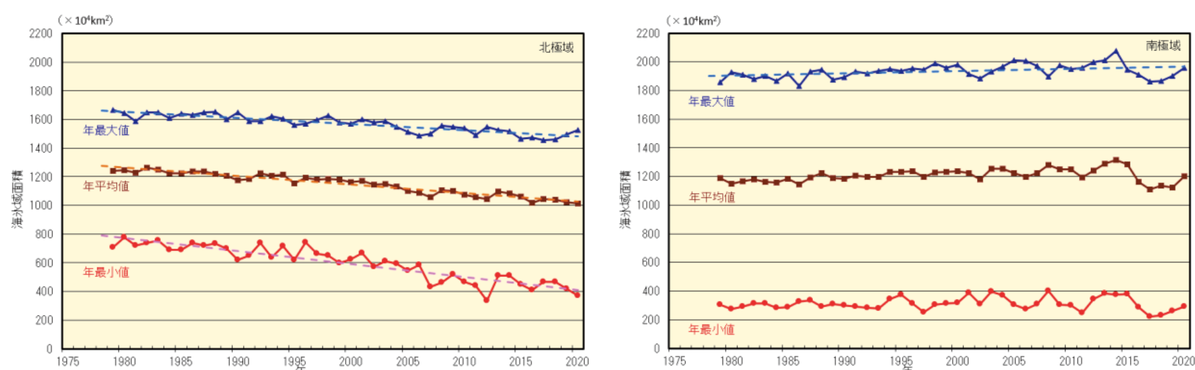


図 2.9-1　北極域（左図）と南極域（右図）の海氷域面積の経年変化（1979〜2020 年）
折れ線は海氷域面積（上から順に年最大値、年平均値、年最小値）の経年変化、破線は各々の長期変化傾向を示す。海氷データは、NSIDC（米国雪氷データセンター）等が提供している輝度温度データを使用して作成している。

2020 年の海氷域面積は、北極域では 3 月 3 日に年最大値（1525 万 km²）となり、年最大値としては 1979 年以降 11 番目に小さかった。その後北半球の夏にかけて海氷域面積は減少し、9 月 8 日に年最小の 372 万 km² となった。年最小値としては 1979 年以降 2 番目に小さい値であった（図 2.9-1、図 2.9-2、図 2.9-3 の各左図）。

一方、南極域では 2 月 16 日に年最小値（289 万 km²）となり、1979 年以降 13 番目に小さかった。その後南半球の冬にかけて海氷は増加し、9 月 26 日に年最大値（1956 万 km²）となった。年最大値としては 1979 年以降で 13 番目に大きい値であった（図 2.9-1、図 2.9-2、図 2.9-3 の各右図）。

40 気象庁ホームページでは、北極域・南極域の海氷域面積、オホーツク海の冬季の海氷域面積を公表している。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_1/series_global/series_global.html　（北極域・南極域）
https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_1/series_okhotsk/series_okhotsk.html　（オホーツク海）

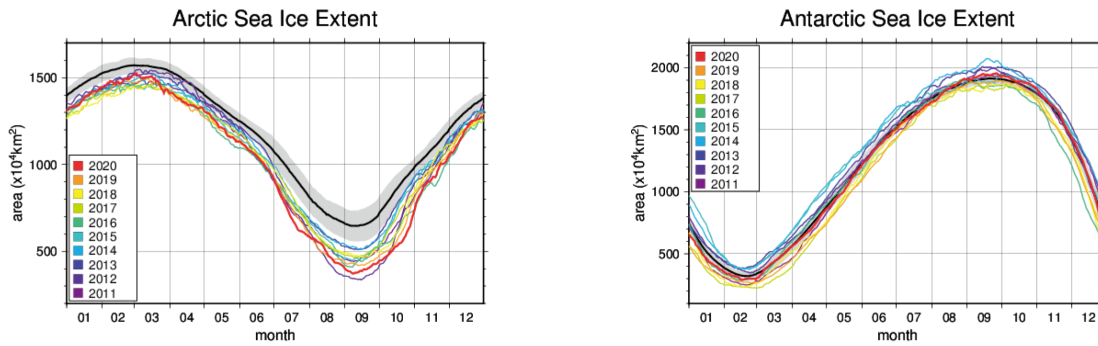


図 2.9-2　2020 年の北極域と南極域の海氷域面積の推移
黒線は平年値、灰色陰影は平年並の範囲を示す。

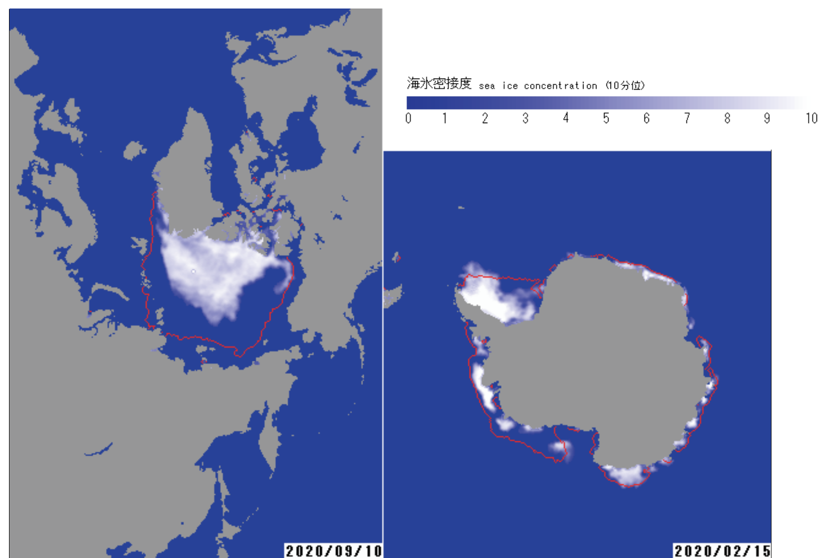


図 2.9-3　北極域、南極域それぞれの年最小となった時期の海氷分布（半旬ごとの図より作成）
左は 2020 年 9 月 10 日の北極域の海氷密接度、右は 2 月 15 日の南極域の海氷密接度、赤線はそれぞれの時期の平年の海氷域を示す。

2.9.2 オホーツク海の海氷

オホーツク海は、広範囲に海氷が存在する海としては北半球で最も南にある海である。オホーツク海の海氷の変化は、北海道オホーツク海沿岸の気候や親潮の水質などにも影響を及ぼす。

オホーツク海の最大海氷域面積[41]は年ごとに大きく変動しているものの長期的には減少しており（信頼水準 99%で統計的に有意）（図 2.9-4）、10 年あたり 6.1 万 km²（オホーツク海の全面積の 3.9%に相当）の割合で減少している。

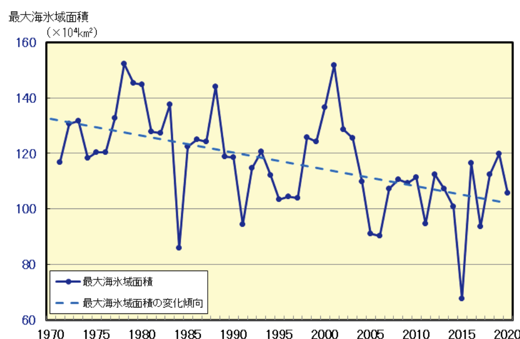


図 2.9-4　オホーツク海の最大海氷域面積の経年変化（1971～2020 年）
破線は変化傾向を示す。

41 最大海氷域面積：海氷シーズン中に海氷域が最も拡大した半旬の海氷域面積。

2.10　北半球の積雪域の変動[42]

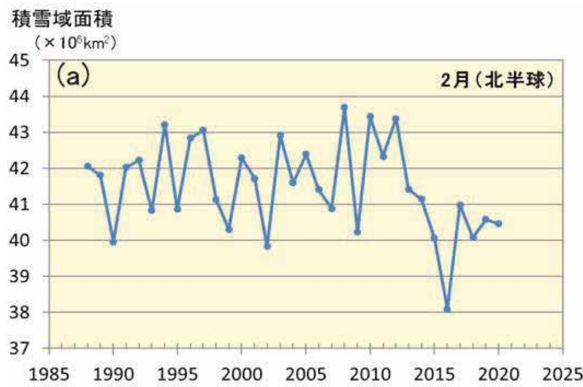
○ 北半球では 1 月、6 月と 9～12 月に、ユーラシア大陸では 1 月、3 月、6 月と 9～12 月に、積雪域面積の減少傾向が明瞭に現れている。
○ 2019/2020 年冬の積雪日数はヨーロッパ東部～ロシア西部で平年より少なかった。

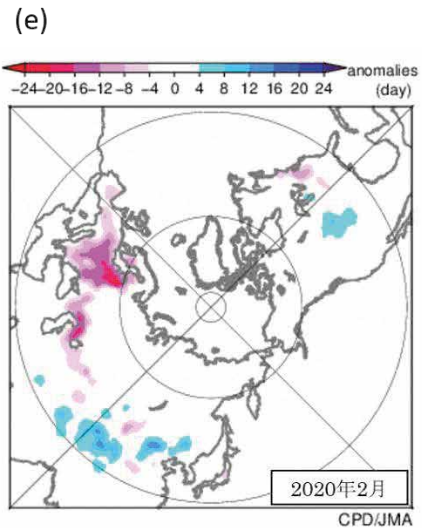
気象庁は、北半球の積雪域の変動を監視するため、独自に開発した解析手法に基づいて米国の国防気象衛星プログラム（DMSP）衛星に搭載されたマイクロ波放射計（SSM/I 及び SSMIS）の観測値を解析し、1988 年以降の積雪域を求めている（気象庁, 2011）。

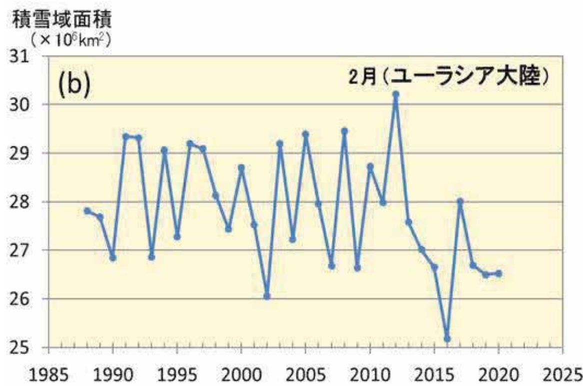
北半球の積雪面積には、平年では 10 月頃から拡大し始め、1、2 月に最も大きくなり、春にかけて縮小するという季節変動が見られる。積雪域面積の 1988～2020 年の過去 33 年間の経年変化は、北半球（北緯 30 度以北）では 1 月、6 月と 9～12 月に減少傾向が現れている（信頼水準 95%で統計的に有意、以下同様）一方、2～5 月には変化傾向は見られない（極大期と拡大期の代表として 2 月、11 月のみ図 2.10-1 の(a)と(c)に示し、他は図略）。同じくユーラシア大陸（北緯 30 度以北、東経 0 度～東経 180 度）の積雪域面積の経年変化は、1 月、3 月、6 月と 9～12 月に減少傾向が現れている一方、2 月、4 月～5 月と 7 月～8 月には変化傾向は見られない（北半球と同様、2 月、11 月のみ図 2.10-1 の(b)と(d)に示し、他は図略）。2019/2020 年冬（2019 年 12 月～2020 年 2 月）の積雪日数は、正の北極振動が卓越した（1.3.1(1)）ことに伴って、ヨーロッパ東部～ロシア西部で平年より少なかった（2 月の分布図のみ図 2.10-1(e)に示し、他は図略。）。2020 年 11 月の積雪日数は、ヨーロッパ北部～ロシア西部で平年より少なかった（図 2.10-1(f)）。

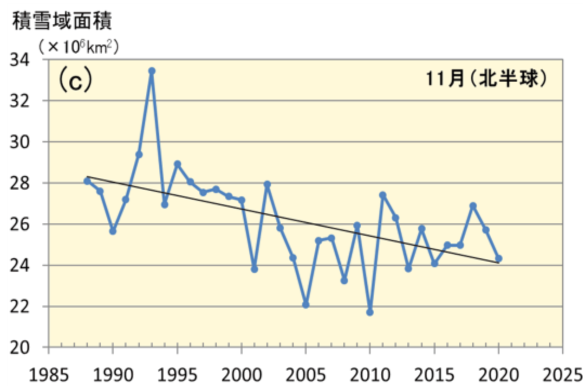
積雪に覆われた地表面は、覆われていないところと比べて太陽放射を反射する割合（アルベド）が高い。このため、積雪域の変動は、地表面のエネルギー収支や地球の放射平衡に影響を与え、その結果、気候に影響を及ぼす。また、融雪に伴い、周辺の熱が奪われたり、土壌水分量が変化することなどによっても、結果として気候に影響を及ぼす。一方、大気の流れや海況の変動は、積雪分布に影響を及ぼすなど、気候と積雪域は相互に密接な関連がある。北半球やユーラシア大陸の積雪域の変動が日本の天候にも影響を与えている可能性があるが、その具体的なメカニズムについての評価は定まっていない。長期変化傾向やその影響を確実に捉えるためには、今後のデータの蓄積や研究が必要である。

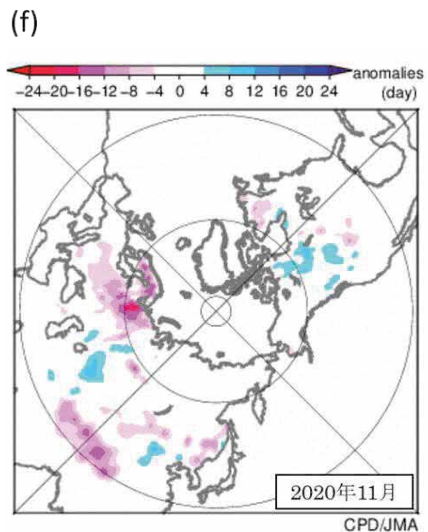
[42] 気象庁ホームページでは、衛星観測による積雪日数及び平年偏差を公表している。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/db/diag/db_hist_mon.html　（北半球）











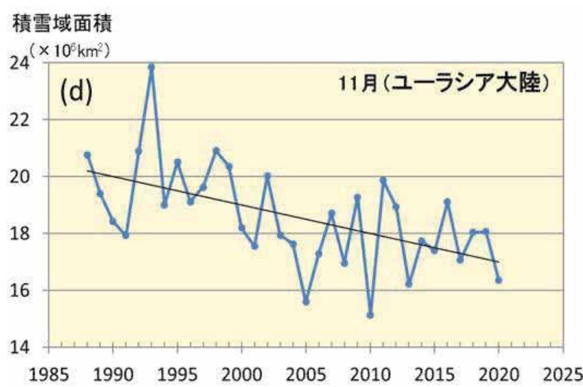


図 2.10-1　北半球（北緯 30 度以北）（(a):2 月、(c):11 月）及びユーラシア大陸（北緯 30 度以北、東経 0 度～東経 180 度）（(b):2 月、(d):11 月）の積雪域面積の経年変化（1988～2020 年）と 2020 年(e)2 月及び(f)11 月の月積雪日数平年偏差図

(a)～(d)の直線（黒色）は積雪域面積の変化傾向を示す。(e)(f)の暖色（寒色）域は、平年と比べて積雪日数が少ない（多い）ところを示す。平年値は 1989～2010 年の平均値。

第 3 章　地球環境の変動[43]

3.1　温室効果ガスの変動[44]

- ○ 二酸化炭素の濃度は、大気、海洋ともに長期的に増加している。
- ○ 大気中のメタンの濃度は、ほぼ横ばいだった 1999～2006 年を除き、長期的に増加傾向にある。
- ○ 大気中の一酸化二窒素の濃度は、長期的に増加している。
- ○ ハロカーボン類のうち、クロロフルオロカーボン類の大気中濃度は減少傾向にある一方で、ハイドロフルオロカーボン類の大気中濃度は増加傾向にある。

気象庁では世界気象機関（WMO）／全球大気監視（GAW）計画に基づき、温室効果ガスの変動を把握するため、世界の監視ネットワークの一翼として温室効果ガスの観測を行うとともに、温室効果ガス世界資料センター（WDCGG）[45]を運営し、世界各国の温室効果ガスのデータを収集・管理し、国内外へのデータの提供を行っている。WDCGG に報告されたデータをもとにした解析によると、地球温暖化に及ぼす影響の大きい代表的な温室効果ガスの世界平均濃度は引き続き増加している（表 3.1-1）。

気象庁では国内 3 地点（綾里（岩手県大船渡市）、南鳥島（東京都小笠原村）、与那国島（沖縄県与那国町））において、地上付近の温室効果ガス濃度を観測している。また、海洋気象観測船によって、日本周辺海域及び北西太平洋における洋上大気及び海水中の二酸化炭素等の観測を実施している。さらに、2011 年からは北西太平洋において航空機による上空の温室効果ガス観測を行っている（図 3.1-1）。

表 3.1-1　代表的な温室効果ガスの世界平均濃度（2019 年）[46]

温室効果ガスの種類	大気中の濃度			前年との差	前年からの増加率	参考数値
	工業化以前（1750 年）	2019 年平均濃度	工業化以降の増加率			寿命（年）
二酸化炭素	約 278 ppm	410.5 ppm	+ 48%	+2.6 ppm	+0.64%	不定
メタン	約 722 ppb	1877 ppb	+160%	+8 ppb	+0.43%	12.4
一酸化二窒素	約 270 ppb	332.0 ppb	+ 23%	+0.9 ppb	+0.27%	121

43 本章では、世界の温室効果ガス等の観測データの収集や解析に時間を要する項目については、2019 年までの結果を掲載している。
44 気象庁ホームページでは、温室効果ガス等の監視成果を公表している。
https://www.data.jma.go.jp/ghg/info_ghg.html　（大気中の温室効果ガス）
https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/index_co2.html　（海洋の温室効果ガスと海洋酸性化）
https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/data/report/data/　（大気・海洋環境観測年報）
45 WDCGG の詳細についてはホームページを参照のこと。https://gaw.kishou.go.jp/jp/
46 2019 年平均濃度、前年との差及び前年からの増加率は WMO（2020）を、工業化以前の濃度及び寿命については IPCC（2013）を参照した。また、工業化以降の増加率については、工業化以前の濃度と 2019 年平均濃度の差から算出した。なお、寿命は IPCC（2013）にある応答時間（一時的な濃度増加の影響が小さくなるまでの時間）を採用した。

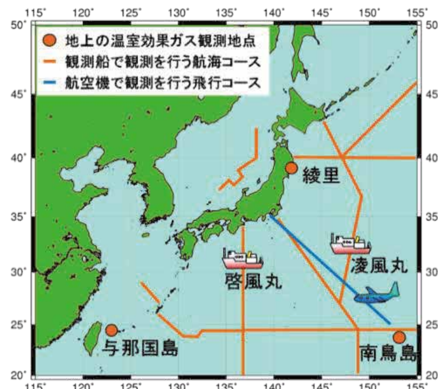


図 3.1-1　気象庁における温室効果ガスの観測網
気象庁では、綾里、南鳥島及び与那国島の 3 地点で連続観測を実施しているほか、2 隻の海洋気象観測船（凌風丸、啓風丸）により洋上大気及び海水中の、航空機により上空の温室効果ガス観測を定期的に実施している。

3.1.1　世界と日本における二酸化炭素

（1）世界における二酸化炭素濃度

大気中の二酸化炭素濃度は季節変動を伴いながら経年増加している（図 3.1-2（a））。この経年増加は、化石燃料の消費、森林破壊等の土地利用変化といった人間活動により二酸化炭素が大気中に放出され、一部は陸上生物圏や海洋に吸収されるものの、残りが大気中に蓄積されることによってもたらされる。二酸化炭素の放出源が北半球に多く存在するため、相対的に北半球の中・高緯度帯で濃度が高く、南半球で低い（図 3.1-3）。また、季節変動は主に陸上生物圏の活動によるものであり、夏季に植物の光合成が活発化することで濃度が減少し、冬季には植物の呼吸や土壌有機物の分解活動が優勢となって濃度が上昇する。濃度が極大となるのは、北半球で 3～4 月頃、南半球で 9～10 月頃である。季節変動の振幅は北半球の中・高緯度ほど大きく、陸域の面積の少ない南半球では小さい（図 3.1-3）。そのため、世界平均濃度は北半球の季節変動を反映して 4 月頃に極大となる。WDCGG の解析によると 2019 年の地表付近の世界平均濃度は 410.5 ppm であり、前年からの増加量は 2.6 ppm であった（表 3.1-1）。この増加量は、最近 10 年間の平均年増加量（約 2.4 ppm）及び 1990 年代の平均年増加量（約 1.5 ppm）より大きい。

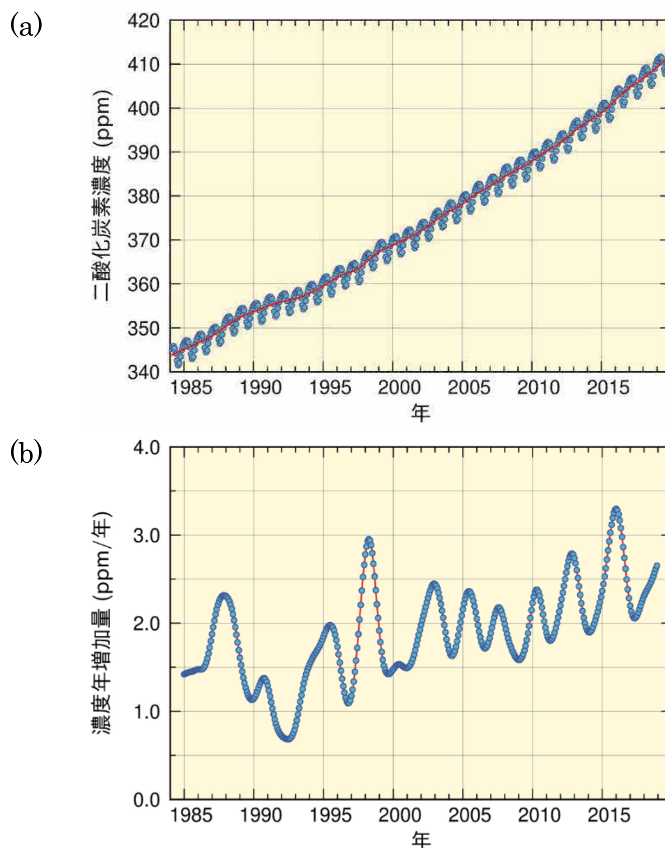


図 3.1-2　大気中の二酸化炭素の（a）世界平均濃度と（b）濃度年増加量
温室効果ガス世界資料センター（WDCGG）が収集した観測データから作成した大気中の二酸化炭素の月別の世界平均濃度（青丸）と、季節変動成分を除いた濃度（赤線）を示す（WMO, 2020）。濃度年増加量は、季節変動成分を除いた月別値から、各月の増加量を 1 年あたりに換算して求めている。算出方法は WMO（2009）による。解析に使用したデータの提供元は WMO（2021）に掲載されている。

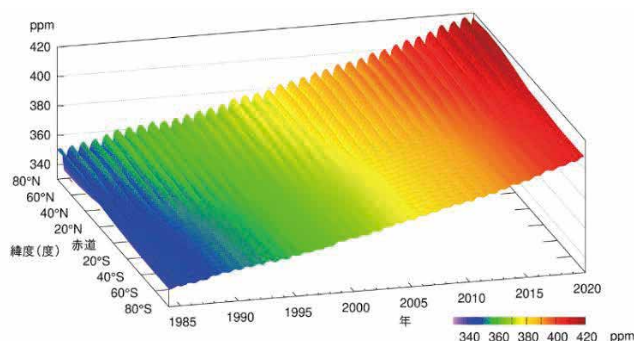


図 3.1-3　緯度帯別の大気中の二酸化炭素濃度の経年変化

WDCGG が収集した観測データから作成した緯度帯別に平均した大気中の二酸化炭素月平均濃度の経年変化を示す。算出方法は WMO（2009）による。解析に使用したデータの提供元は WMO（2021）に掲載されている。

二酸化炭素濃度の年増加量は一定ではなく年々変動がみられる[47]（図 3.1-2（b））。年増加量が大きくなる時期はエルニーニョ現象の発生時期におおむね対応しており、エルニーニョ現象がもたらす熱帯域を中心とした高温と少雨により植物の呼吸や土壌有機物分解作用の強化及び光合成活動の抑制が生じ、陸上生物圏から大気への二酸化炭素放出が強まることが知られている（Keeling et al., 1995；Dettinger and Ghil, 1998）。図 3.1-4 は、人為起源放出量から大気中の増加量及び海洋による吸収量を差し引く方法（Le Quéré et al., 2016）により推定した陸上生物圏による二酸化炭素の正味の吸収量（炭素の重量に換算した年間吸収量）である。例えば 2015～2016 年には、2014 年夏から 2016 年春にかけて発生したエルニーニョ現象に呼応するように陸上生物圏による吸収量が減少した（WMO, 2018b）。2015 年及び 2016 年の吸収量はそれぞれ年間 21±11 億トン炭素、年間 18±11 億トン炭素で、これは 2017 年までの 10 年間の平均（32±10 億トン炭素）よりも小さい。同様に 1997～1998 年や 2002～2003 年に発生したエルニーニョ現象に対応して陸上生物圏による吸収量が減少している。特に 1998 年は、陸上生物圏による正味の吸収量が 1990 年以降で最も小さく、ほぼゼロであった。例外的に、1991～1992 年はエルニーニョ現象が発生したにも関わらず、陸上生物圏による正味の吸収量が大きかった。これは、1991 年 6 月のピナトゥボ火山の噴火が世界規模で異常低温をもたらし、土壌有機物の分解による放出が抑制されたためと考えられている（Keeling et al., 1996; Rayner et al., 1999）。

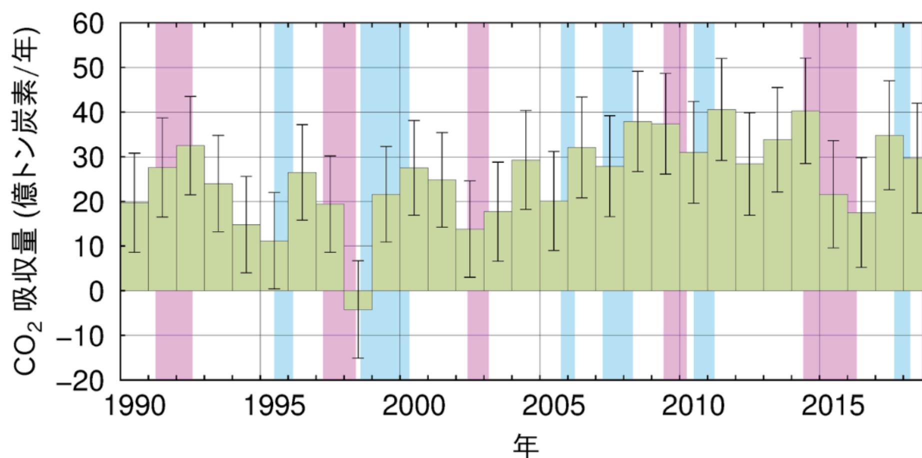


図 3.1-4　陸上生物圏による二酸化炭素の正味の吸収量の経年変化

人為起源の放出量（化石燃料の消費、セメント生産及び土地利用変化による放出量（Friedlingstein et al., 2020）の合計）から、大気中増加量（図 3.1-2（b）を年平均したもの）と海洋による吸収量（気象庁が解析した海洋による吸収量（Iida et al., 2020; 3.1.1（3）節も参照）に河川からの流入を含む自然の炭素循環による 7 億トン炭素/年（IPCC, 2013）を考慮したもの）を差し引くことによって推定した。正の値が陸上生物圏による吸収を、負の値が放出を示す。エラーバーは、推定値の不確かさ（信頼区間 68%の範囲）である。桃色の背景色はエルニーニョ現象の発生期間、水色の背景色はラニーニャ現象の発生期間を表す。

[47] 二酸化炭素濃度の年々変動とその要因については気象庁ホームページも参照のこと。
https://www.data.jma.go.jp/ghg/kanshi/tour/tour_c1.html

（2） 日本における二酸化炭素濃度

国内観測点における二酸化炭素濃度は、植物や土壌微生物の活動の影響による季節変動を繰り返しながら増加し続けている（図 3.1-5（a））。観測点の中で最も高緯度に位置する綾里では（図 3.1-1）、季節変動が最も大きくなっている。これは、北半球では、中高緯度域の陸上生物圏の活動の季節変動が大きいことを反映して、高緯度ほど濃度の季節変動が大きくなる傾向があるためである。また、与那国島と南鳥島はほぼ同じ緯度帯にあるものの与那国島の濃度が高く、季節変動の振幅も大きい。これは、与那国島がアジア大陸に近く、秋から春にかけて人間活動や植物及び土壌微生物の活動により二酸化炭素濃度が高くなった大陸の大気の影響を強く受けるためである。2020 年の年平均濃度は、綾里で 416.3 ppm、南鳥島で 414.5 ppm、与那国島では 417.2 ppm となった（いずれも速報値）。前年からの増加量は 2.3～2.4 ppm/年であり、これは最近 10 年間の平均年増加量と同程度である。新型コロナウイルス感染拡大に伴う移動制限措置等により、2020 年の二酸化炭素の人為起源の排出量は、2019 年と比較して約 7%程度減少したことが報告されている（Friedlingstein et al., 2020）が、大気中の二酸化炭素濃度は増加が続いており、短期的には年々の自然変動とは区別できないことを示している（WMO, 2020）。

国内観測点においても二酸化炭素濃度の年増加量が大きくなる時期は主にエルニーニョ現象に対応している。最近では 2014 年夏～2016 年春にかけて発生したエルニーニョ現象を追うように、二酸化炭素濃度が大きく増加した（図 3.1-5（b））。

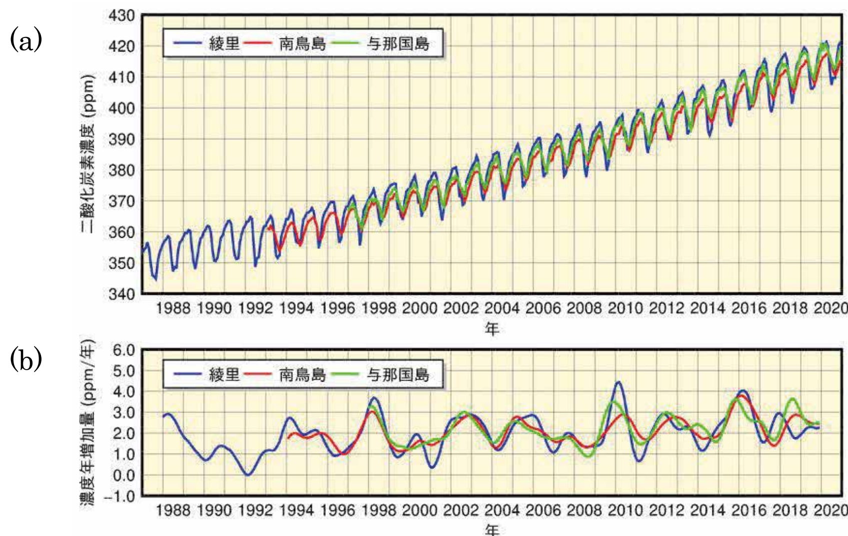


図 3.1-5　綾里、南鳥島及び与那国島における大気中の二酸化炭素の (a) 月平均濃度と (b) 濃度年増加量の経年変化
濃度年増加量は、季節変動成分を除いた月別値から、各月の増加量を 1 年あたりに換算して求めている。算出方法は WMO（2009）による。

（3） 海洋の二酸化炭素

気象庁の海洋気象観測船によって観測された、北西太平洋（東経 137 度線上の北緯 3 ～ 34 度及び東経 165 度線上の南緯 5 ～ 北緯 35 度）の表面海水中及び大気中の二酸化炭素分圧は、全ての海域において増加し続けている（図 3.1-6、図 3.1-7）。東経 137 度線では、1985 年から 2020 年までの 36 年間で表面海水中の二酸化炭素分圧は平均 1.8μatm/年（1.5 ～ 2.1μatm/年）の割合で、また、大気中の二酸化炭素分圧は平均 1.8μatm/年（1.8 ～ 2.0μatm/年）の割合で増加している。東経 165 度線では、1996 年から 2020 年までの 25 年間で表面海水中の二酸化炭素分圧は平均 2.1μatm/年（1.6 ～ 3.0μatm/年）の割合で、また、大気中の二酸化炭素分圧は平均 2.0μatm/年（1.7 ～ 2.1μatm/年）の割合で増加している。亜熱帯域においては、表面海水中の二酸化炭素分圧は、海面水温が高くなる夏季に高く、海面水温が低くなる冬季に低いという季節変動をしており、その変動幅は東経 137 度線、東経 165 度線ともに緯度が高いほど大きくなるという特徴がある。それに対して大気中の二酸化炭素分圧の季節変動は小さく、夏季以外には表面海水中の二酸化

炭素分圧が大気中の二酸化炭素分圧を下回るため、一年を通じて平均すると海洋が大気中の二酸化炭素を吸収している。一方熱帯域においては、ほぼ一年を通じて表面海水中の二酸化炭素分圧が大気中の二酸化炭素分圧を上回るため、海洋が大気中に二酸化炭素を放出している。東経 137 度線と東経 165 度線の二酸化炭素分圧を比較すると、観測期間・観測範囲の違いによる差はみられるが、その増加傾向に大きな違いはない。ただし赤道域においては、東経 165 度線ではエルニーニョ・ラニーニャ現象の影響を受けるため、表面海水中の二酸化炭素分圧は年ごとの変動が大きい。これは赤道域の東部太平洋では海洋の下層から二酸化炭素を多く含む海水が湧昇することによって二酸化炭素分圧の高い海水が広がっているが、エルニーニョ現象発生時には貿易風が弱まり湧昇域が東側に限らるため東経 165 度の二酸化炭素分圧は低く抑えられ、ラニーニャ現象発生時には貿易風が強まり湧昇域が西側まで広がり二酸化炭素分圧は高くなるためである。

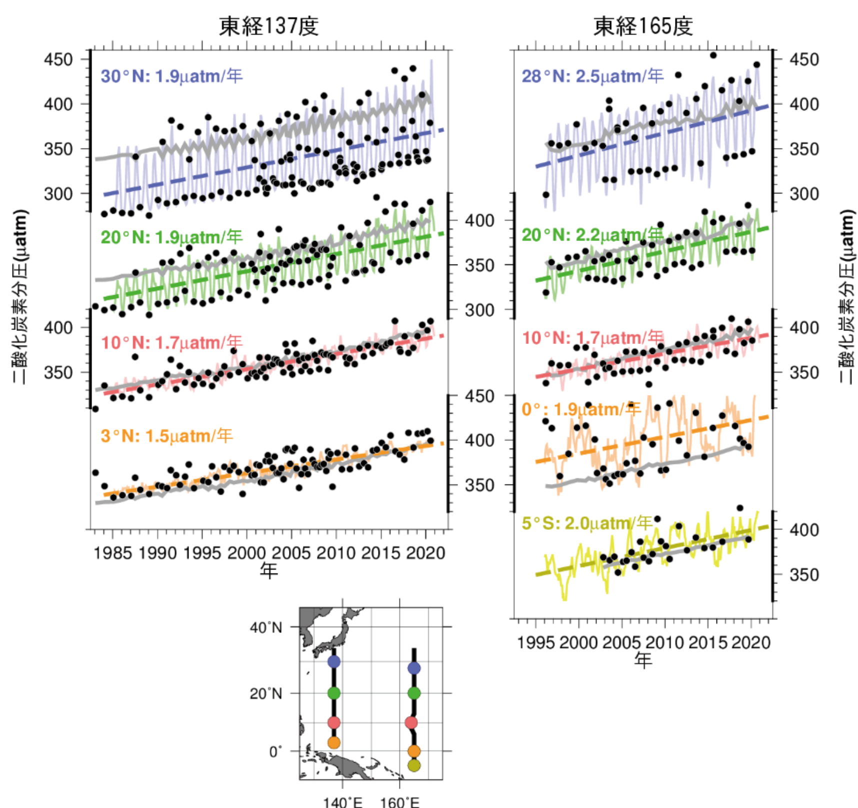


図 3.1-6　東経 137 度線（左図）及び東経 165 度線（右図）における表面海水中と大気中の二酸化炭素分圧の長期変化[48]

図は、表面海水中の二酸化炭素分圧の観測値（●）及び解析によって得られた推定値（細線）と長期変化傾向（破線）並びに大気中の二酸化炭素分圧（灰色の実線）を示している。

48 気象庁ホームページでは、海洋による二酸化炭素の吸収（北西太平洋）について公表している。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_2/co2_trend/co2_trend.html

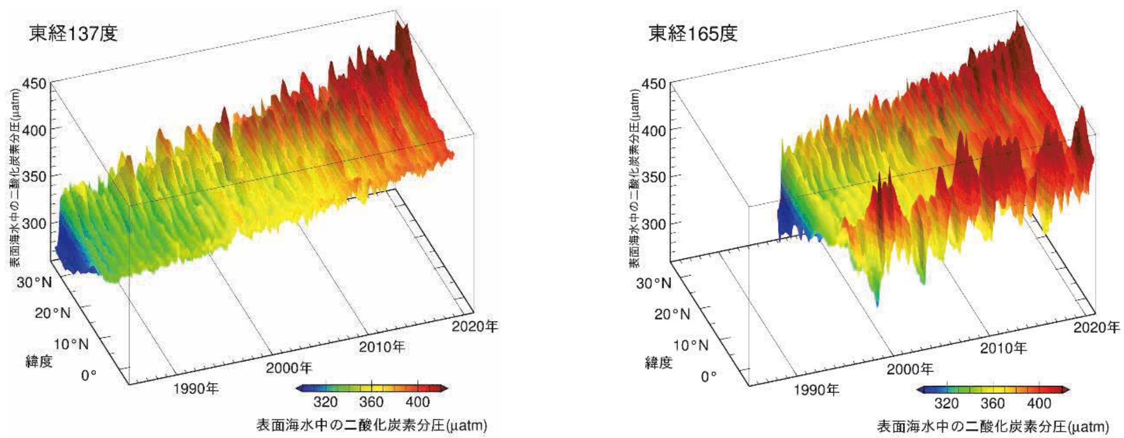


図 3.1-7　緯度ごとの表面海水中の二酸化炭素分圧の経年変化

図は東経 137 度線の北緯 3 度～北緯 34 度（左）、東経 165 度線の南緯 5 度～北緯 35 度（右）における緯度ごとの表面海水中の二酸化炭素分圧の経年変化を示している。

これまで蓄積された国内外の海洋観測データから、表面海水中の二酸化炭素濃度と水温・塩分・クロロフィル濃度との間には、海域や季節によってそれぞれ特徴の異なる相関関係があることがわかっている。この相関関係を利用して、水温と塩分の解析データや衛星によるクロロフィル濃度の観測データから、全海洋の表面海水中の二酸化炭素濃度を推定し、二酸化炭素の吸収・放出を解析した（Iida et al., 2020：図 3.1-8）。

図 3.1-8 左図は、二酸化炭素の吸収・放出の分布を示している。赤道付近やインド洋北部では、二酸化炭素を多く含む海水が下層から湧き上がり、表面海水中の二酸化炭素濃度が大気中よりも高い海域となっているため、海洋から大気中に二酸化炭素が放出（赤色域）されている。それ以外の広い海域では表面海水中よりも大気中の二酸化炭素濃度が高くなっているため、海洋が大気から二酸化炭素を吸収（青色域）している。特に中緯度から高緯度にかけては、冬季における海面水温の低下や、春から秋にかけての生物活動による二酸化炭素の消費に伴い、表面海水中の二酸化炭素濃度が低下するため、二酸化炭素の吸収が大きくなっている。図 3.1-8 右図は、二酸化炭素吸収量の月ごと及び年間の積算値を示している。海洋全体では、1990～2019 年の平均で年間に 20 億トン炭素の二酸化炭素を吸収している。河川からの流入を含む自然の炭素循環による 7 億トン炭素（IPCC, 2013）を考慮すると、海洋が蓄積する二酸化炭素の量は、化石燃料の燃焼や土地利用の変化といった人間の活動によって放出された二酸化炭素（2000 年代において 1 年あたりおよそ 90 億トン炭素（IPCC, 2013)）の約 3 割に相当する。また、海洋の二酸化炭素吸収量は 2000 年以降増加傾向にある。

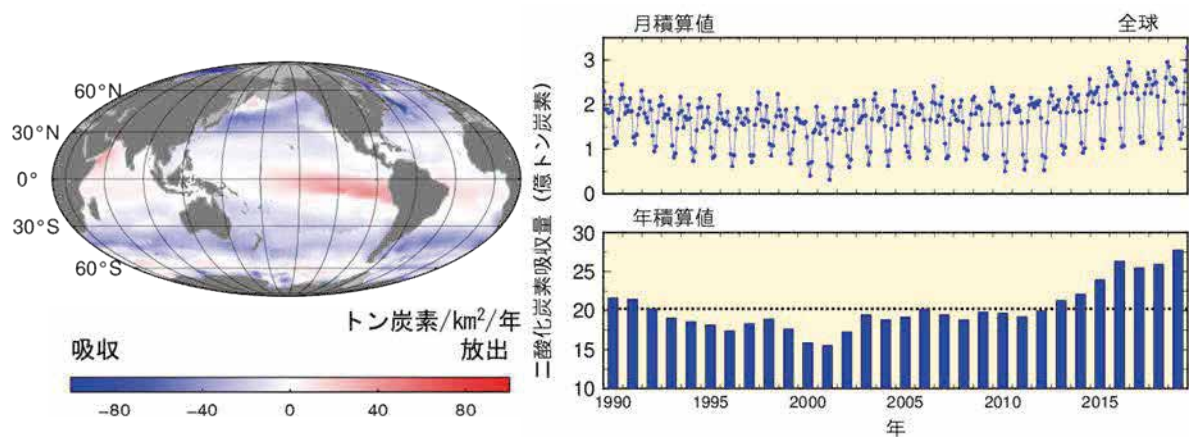


図 3.1-8　全海洋における二酸化炭素の吸収・放出の 2019 年の分布（左図）及び二酸化炭素吸収量の月ごと及び年間の積算値（1990〜2019 年）（右図）[49]

左図は 2018 年の全海洋における二酸化炭素の吸収・放出の分布を表したもので、赤で着色した海域は海洋から大気へ二酸化炭素が放出されていることを、青で着色した海域は大気中の二酸化炭素が海洋に吸収されていることを、灰色の領域は解析対象範囲外であることを示す。右図は月積算値及び年積算値を示したもので、年積算値の図の点線は 1990〜2019 年の平均 20 億トン炭素を表す。単位は、炭素の重量に換算した値を用い、分布図では 1 年あたり単位面積あたりの「トン炭素/km²/年」、積算値では「億トン炭素」を用いている。

海洋に蓄積された二酸化炭素の量は、海洋内部の二酸化炭素量の増加傾向から見積もることができる。1990 年代以降の海洋内部の二酸化炭素の長期時系列観測データを利用して、東経 137 度に沿った北緯 10〜30 度と東経 165 度に沿った北緯 10〜35 度の海域に蓄積された二酸化炭素量を見積もった（図 3.1-9）。1990 年代以降、海面から深さ約 1200〜1400 m までの海洋中に蓄積した二酸化炭素量は、東経 137 度及び東経 165 度で 3〜12 トン炭素/km²/年（単位面積 1 年あたりに蓄積した炭素の重量に換算）であった。特に北緯 20〜30 度付近で二酸化炭素の蓄積量が多い。東経 137 度と東経 165 度のこれらの海域では、大量の二酸化炭素が溶け込んだ海水が北太平洋亜熱帯モード水や北太平洋中層水と呼ばれる水塊によって海洋内部に輸送され、より深くまで分布しているため、北緯 10 度や北緯 35 度に比べて二酸化炭素蓄積量が多くなっていると考えられる。

49 気象庁ホームページでは、海洋による二酸化炭素吸収量について公表している。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_2/co2_flux_glob/co2_flux_glob.html

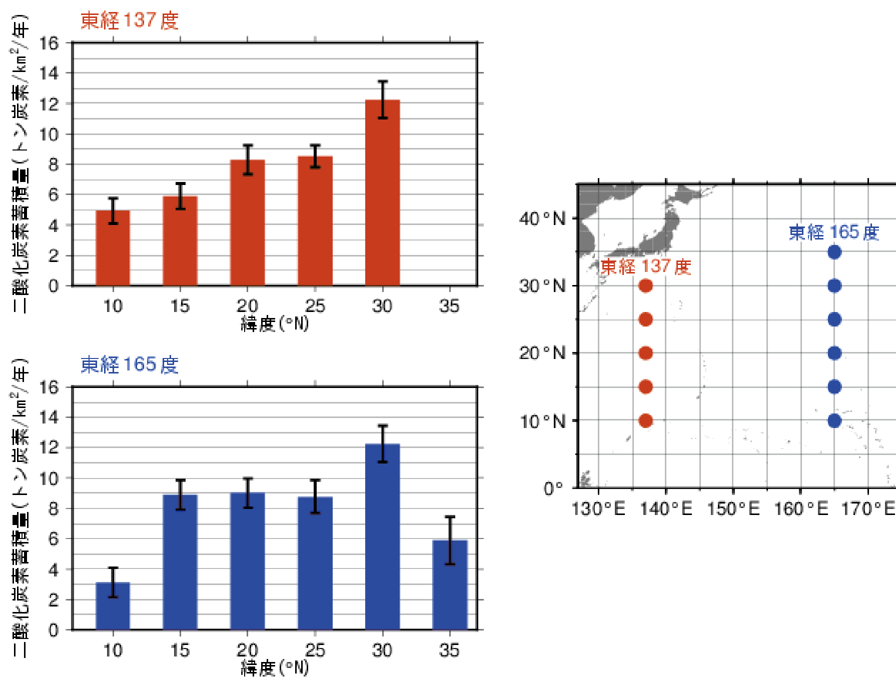


図 3.1-9　東経 137 度及び東経 165 度における緯度ごとの 1 年あたりの二酸化炭素蓄積量（左図）と解析対象とした海域（右図）[50]
左図中のエラーバーは、信頼区間 95％の範囲を示す。解析期間は、東経 137 度が 1994 年～2020 年、東経 165 度が 1992 年～2020 年。

（4）　海洋酸性化

海洋は人間活動によって排出された二酸化炭素の大きな吸収源であり、海洋が二酸化炭素を吸収し内部に蓄積することで大気中の二酸化炭素増加を緩和する反面、海水の化学的性質に変化が生じている。特に、“海洋酸性化”として知られている海水中の水素イオン濃度指数（pH）の低下は、海洋による大気中の二酸化炭素の吸収能力を低下させて地球温暖化を加速させたり（Raven et al., 2005）、プランクトンの成長を阻害して海洋の生態系に影響を与えたりするなど、懸念すべき問題となっている。IPCC 第 5 次評価報告書（IPCC, 2013）では、工業化以降（1750 年以降）の人間活動で排出された大気中の二酸化炭素を海洋が吸収することにより、現在までに全球平均の海洋表面 pH は 0.1 低下したと見積もられており、今世紀末までには更に 0.065～0.31 低下すると予測している。また、海洋表層で吸収された二酸化炭素は、海洋の循環や生物活動により海洋内部に運ばれ蓄積し、海洋内部での酸性化も指摘されている（Doney et al., 2009）。

海洋酸性化の現状を把握するため、二酸化炭素濃度等のデータを用いて、北西太平洋（東経 137 度及び 165 度線）の表面海水中及び海洋内部の pH を見積もった（図 3.1-10、図 3.1-11、図 3.1-12）。その結果、表面海水中の pH は全ての緯度で明らかに低下しており、その低下率は、東経 137 度線では 1985 年から 2020 年までの 36 年間で 10 年あたり平均 0.018（0.014～0.021）、東経 165 度線では 1996 年から 2020 年までの 25 年間で 10 年あたり平均 0.020（0.014～0.029）であった。大気中及び海水中の二酸化炭素が年々増加しているために表面海水中の pH が低下していると考えられる。深さ約 150～800m における海洋内部の pH については、1990 年代以降、10 年あたり 0.009～0.034 低下していた。亜熱帯では、北部のほうが南部よりも低下率が大きい傾向がみられ、これは亜熱帯北部ほど二酸化炭素蓄積量が多いことと整合している。

---

50 気象庁ホームページでは、海洋中の二酸化炭素蓄積量に関する情報を公表している。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_2/co2_inventory/inventory.html

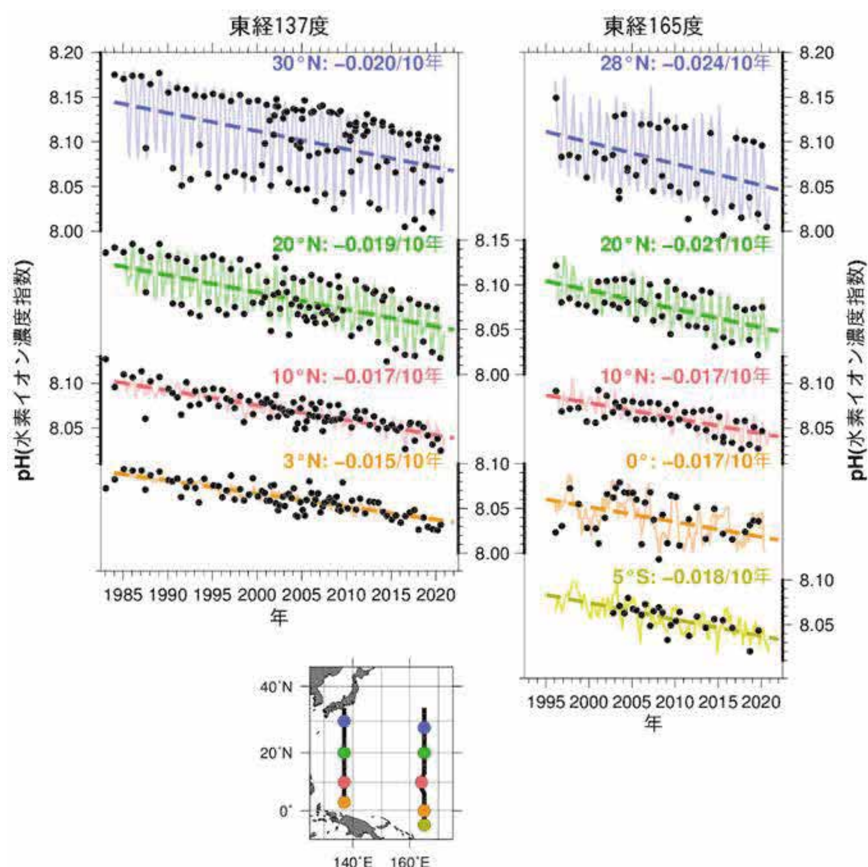


図 3.1-10　東経 137 度線（左上図）、東経 165 度線（右上図）の各緯度における表面海水中の水素イオン濃度指数（pH）の長期変化[51]

黒丸は表面海水中の pH の観測値、実線細線は解析値、破線は長期変化傾向を示し、右上の数字は 10 年当たりの変化率を示す。

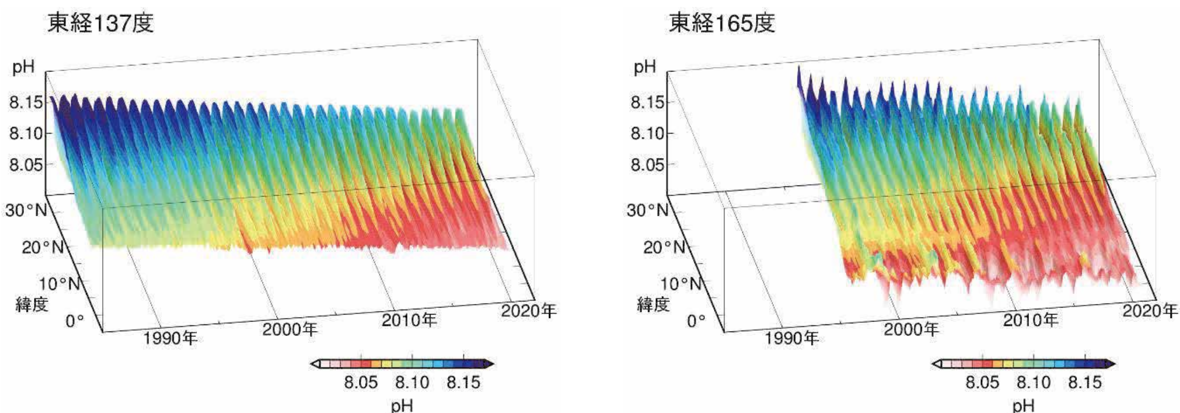


図 3.1-11　東経 137 度線（左図）、東経 165 度線（右図）における表面海水中の水素イオン濃度指数(pH)の変化[52]

51 気象庁ホームページでは、表面海水中の pH の長期変化傾向（北西太平洋）について公表している。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_3/pHtrend/pH-trend.html

52 気象庁ホームページでは、表面海水中の pH の長期変化傾向（北西太平洋）について公表している。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_3/pHtrend/pH-trend.html

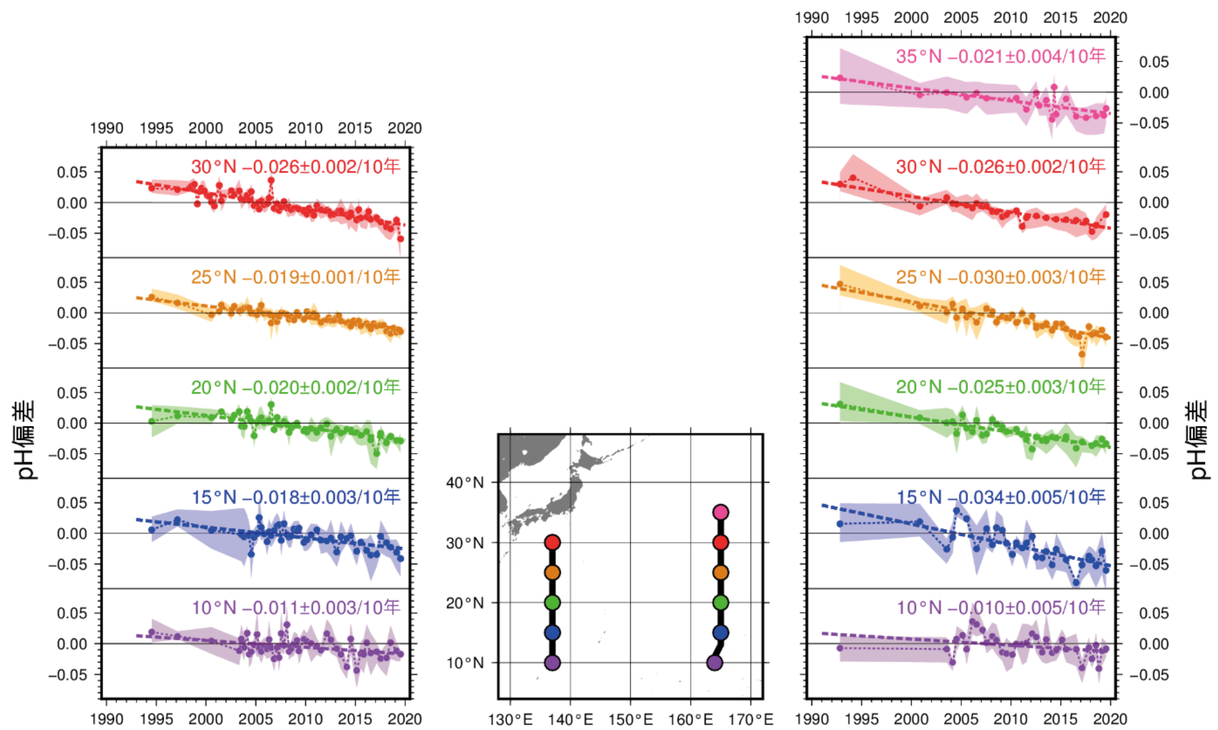


図 3.1-12　東経 137 度及び東経 165 度の各緯度における海洋内部での水素イオン濃度指数偏差の長期変化[53]
東経 137 度及び東経 165 度の各緯度における海洋内部での pH の偏差時系列を示す。偏差は、全観測期間の密度面ごと（深さ 150m から 800m）の平均値からの差として求めている。塗りつぶしは標準偏差、破線は長期変化傾向を示し、右上の数字は 10 年当たりの変化率（減少率）を示す。

[53] 気象庁ホームページでは、海洋内部の pH の長期変化傾向（北西太平洋）について公表している。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_3/pHin/pH-in.html

(5) 上空の二酸化炭素濃度

気象庁は防衛省の協力の下、2011 年から厚木航空基地（神奈川県綾瀬市）－南鳥島間の輸送機において、北緯約 34～25 度の航路上で水平飛行中の上空約 6km 及び南鳥島に降下中の異なる高度[54]で二酸化炭素濃度の観測を月に 1 回行っている（Tsuboi et al., 2013; Niwa et al., 2014)。

図 3-1.13 に、水平飛行時に採取した大気中の二酸化炭素濃度（黒点）及びその平均値（青点）、また、南鳥島の地上で観測した濃度の月平均値（赤点）を示す。図中の破線は青点及び赤点の時系列データから、季節変動を取り除いた成分を示す。図が示すように、上空の二酸化炭素濃度は、地上における観測値と同様に年々増加している。ただし、破線が示すように、平均的には上空の濃度が地上の濃度よりも低い傾向にある。

図 3-1.14 は、地上観測及び水平飛行時のデータに加えて、輸送機が南鳥島に降下する際に採取した大気中の濃度を用いて、観測開始以降の期間の平均的な季節変動を高度別に示したものである。比較しやすくするため、いずれも地上における観測値から季節変動を取り除いた成分を基準として算出している。いずれの高度においても、冬から春にかけて濃度が高く、夏から秋にかけて濃度が低くなる季節変動がみられるが、冬から春にかけては上空に向かうほど濃度が低くなる傾向がみられる。結果として、上空の濃度の季節変動の振幅は地上のものよりも小さくなっている。

図 3-1.15 は、2 月と 8 月に実施された観測のうち、南鳥島降下中に採取した大気の濃度から、観測当日の地上における濃度の日平均値を差し引いたものであり、鉛直方向の濃度変化を示している。2 月は上空に向かうほど濃度が低くなっているのに対し、8 月は地上と上空の濃度値に大きな変化がみられない。

以上の結果は、大陸域において陸上生物圏の影響を受けた地表付近の大気が南鳥島の地上や上空まで輸送されていること、また、その輸送の様相が季節や高度により差異があることを示唆している。南鳥島付近でみられるような、冬から春にかけて上空ほど濃度が低くなり、夏に鉛直方向の濃度勾配が緩やかになる傾向は、アジアや北米においても航空機観測によって確認されている（Sweeney et al., 2015; Umezawa et al., 2018)。

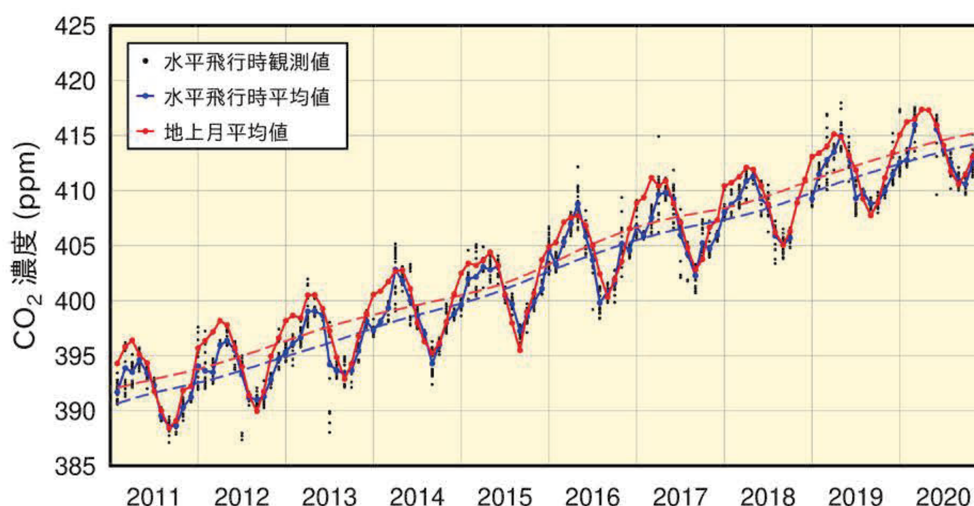


図 3.1-13 厚木航空基地－南鳥島間の航空機観測による水平飛行時（高度約 6km）に採取した大気中の二酸化炭素濃度（黒点）とその平均値（青点）及び南鳥島の地上における月平均二酸化炭素濃度（赤点）
青破線及び赤破線は、上空及び地上の各平均値からそれぞれの季節変動を取り除いた成分。算出方法は WMO（2009）による。

54 南鳥島からの上昇時に高度別の観測を行った例もあるが、ごく少数のため、ここではまとめて降下中と記述する。

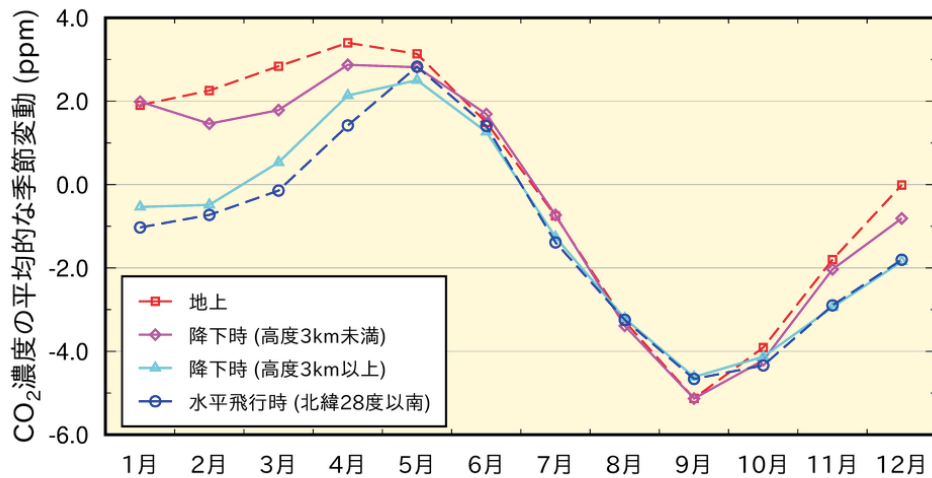


図 3.1-14　南鳥島付近における高度別の二酸化炭素濃度の平均的な季節変動

地上での月平均濃度（赤色）、北緯 28 度以南を水平飛行中に採取した大気中の濃度の平均値（青色）、降下時に採取した大気中の濃度のうち高度 3km 未満（桃色）と 3km 以上（水色）それぞれに対する平均値。地上での月平均濃度について季節変動を取り除いた成分を求め（図 3.1-13 赤破線）、それを各濃度時系列から差し引き、各月について平均したものを示している。

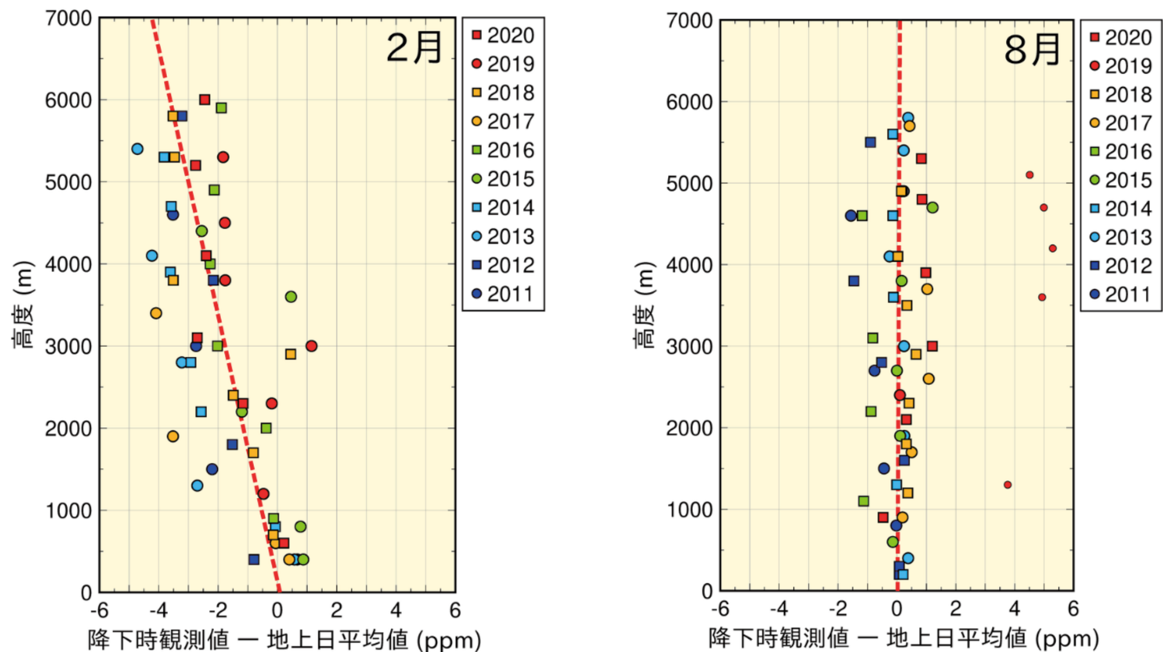


図 3.1-15　南鳥島付近における大気中の二酸化炭素濃度の鉛直分布

各年の 2 月（左）と 8 月（右）に実施された航空機観測のデータのうち、南鳥島へ降下中に採取した大気中の二酸化炭素濃度から、観測当日における南鳥島の地上の日平均値を差し引いたものを丸及び四角の印で示している（観測年によって印の色や形を変えている）。赤色の破線は、最小二乗法によって求めた各月の鉛直方向の濃度勾配を表す。観測空域の平均的な特徴を得るため、最小二乗法による近似直線からの残差が、残差の標準偏差の 3 倍を超えるもの（小さい丸印）は外れ値として鉛直勾配の計算から除外した。2019 年 8 月の観測当日は、地上付近において大陸性の濃度が低い気塊の影響が強く、日平均値が上空の観測値と比較して 4～5 ppm 低くなった。

3.1.2 世界と日本におけるメタン

(1) 世界におけるメタン濃度

大気中のメタン濃度を図 3.1-16 に示す。WDCGG において世界的な濃度の把握が可能となった 1980 年代半ば以来上昇を続けてきたが、1999～2006 年にかけてはその増加がほぼ止まった。しかし、2007 年以降は再び増加している。増加が止まった原因については、IPCC（2013）等でいくつかの可能性が指摘されているが、まだ特定されていない。一方、2007 年以降の増加については、熱帯の湿地及び北半球中緯度での人為起源による排出が寄与しているという見解が示されている（WMO, 2020）。WDCGG の解析では 2019 年の世界平均濃度は 1877 ppb で、1984 年以降で最高値となった（表 3.1-1）。

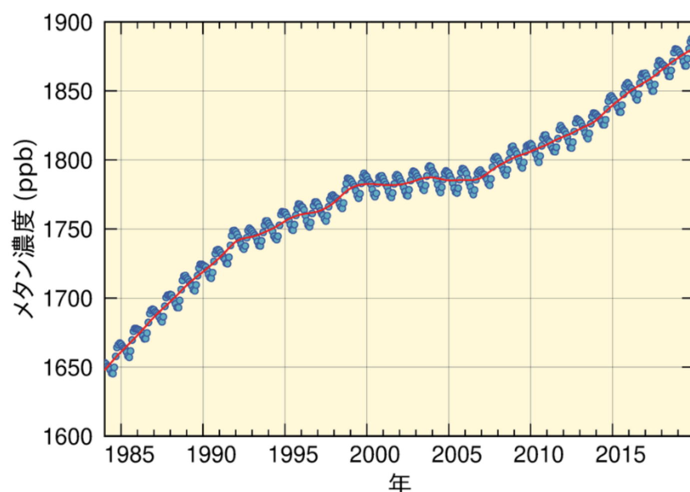


図 3.1-16 大気中のメタンの世界平均濃度
WDCGG が収集した観測データから作成した大気中のメタンの月別の世界平均濃度（青丸）と、季節変動成分を除いた濃度（赤線）を示す（WMO, 2020）。算出方法は WMO（2009）による。解析に使用したデータの提供元は WMO（2021）に掲載されている。

メタンの濃度は北半球の中・高緯度帯に比べて熱帯域では低くなっている。これはメタンの主な放出源が北半球陸域に多く、かつ南半球に向かうにつれて熱帯海洋上の豊富な OH ラジカル[55]と反応し消滅するためである。また、夏季には紫外線が強く水蒸気濃度が高くなることにより OH ラジカルが増加し、これと反応することでメタンが消滅するため、夏季にメタン濃度が減少し冬季に増加する季節変動を繰り返している様子が両半球でみられる（図 3.1-17）。

大気中のメタン濃度の増加は、工業化以降に著しく（160%増）、二酸化炭素の増加率（48%増）をはるかに上回っている（表 3.1-1）。これは、大気中に放出されるメタンの約 40%は自然起源（湿地やシロアリなど）であり、人為起源（畜産、稲作、化石燃料採掘、埋め立て及びバイオマス燃焼など）によるものは約 60%となり、自然界での放出に対して、人間活動に伴う排出が相対的に大きいことに起因していると考えられる。一方で、その変動の要因については、人間活動に伴う排出や陸域の湿地等からの自然起源の放出、大気中での化学反応等が複合しており、定量的に未解明な部分が残されている。今後、世界規模での観測の充実が期待されている。

[55] OH ラジカルとは、オゾンに紫外線が作用し光分解することによって生じる酸素原子と、大気中の水蒸気が反応して生成する、極めて不安定で反応性が高い物質。紫外線と水蒸気が豊富な低緯度で多い。

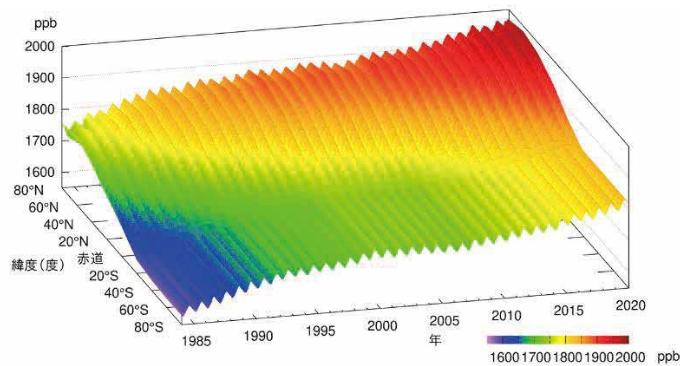


図 3.1-17　緯度帯別の大気中のメタン濃度の経年変化
WDCGG が収集した観測データから作成した緯度帯別に平均した大気中のメタン月平均濃度の経年変化を示す。算出方法は WMO（2009）による。解析に使用したデータの提供元は WMO（2021）に掲載されている。

(2) 日本におけるメタン濃度

国内のメタン濃度は、世界での傾向と同様に、高緯度ほど濃度が高く、夏季に濃度が減少し冬季に増加する季節変動を伴いながら増加している（図 3.1-18（a））。高緯度に位置する綾里は OH ラジカルとの反応による消滅が少なく、また放出源が多く存在する大陸に近いため、3 つの観測地点の中で最も濃度が高い。ほぼ同じ緯度帯にある与那国島と南鳥島は、夏季は同程度の濃度だが、冬季は与那国島の方が高濃度である。これは、夏季の与那国島と南鳥島が OH ラジカルの豊富な低緯度帯の海洋性気団にともに覆われる一方、冬季は大陸性の気団の張り出しにより、与那国島の方が大陸の放出源の影響を受けやすいためである。与那国島では、2010 年以降、冬季の濃度が綾里と同程度となることもあった。2020 年の年平均濃度は、綾里で 1967 ppb、南鳥島で 1912 ppb、与那国島では 1937 ppb で、前年に比べて増加し、観測開始以来の最高値となった（いずれも速報値）。

大気中のメタンの濃度年増加量の経年変化（図 3.1-18（b））には年々変動があり、観測地点によって濃度年増加量が大きく異なる年が見られる。

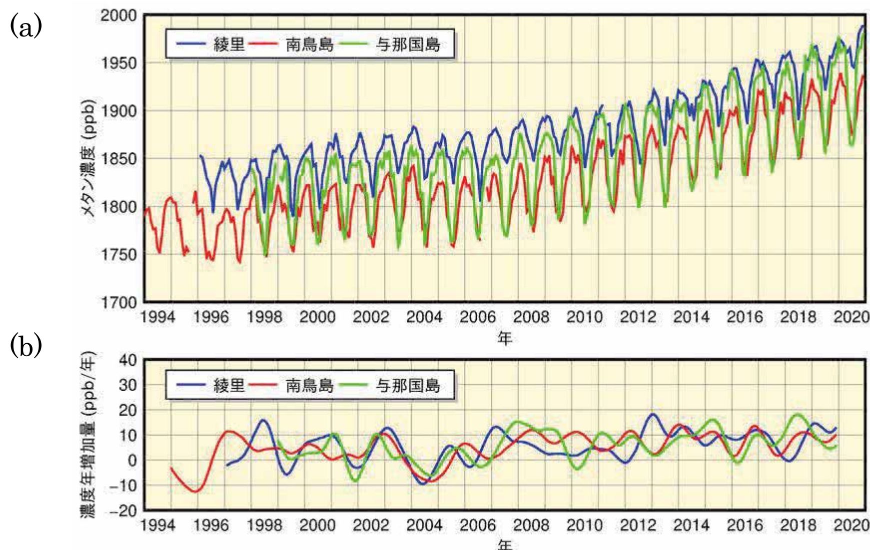


図 3.1-18　綾里、南鳥島及び与那国島における大気中のメタンの（a）月平均濃度と（b）濃度年増加量の経年変化
濃度年増加量は、季節変動成分を除いた月別値から、各月の増加量を 1 年あたりに換算して求めている。算出方法は WMO（2009）による。

3.1.3　世界と日本における一酸化二窒素

大気中の一酸化二窒素濃度を図 3.1-19 に示す。地球規模で増加を続けており、WDCGG の解析によると 2019 年の世界平均濃度は 332.0 ppb であった。これは、工業化以前（1750 年当初）の平均的な値とされる 270 ppb と比べ 23%の増加である（表 3.1-1）。大気中に放出される一酸化二窒素の約 60%は自然起源（海洋や土壌など）であり、人為起源（バイオマス燃焼、施肥及び各種工業過程など）によるものは約 40%である。一酸化二窒素は大気中の寿命が 121 年と長いために、濃度の季節変動は、二酸化炭素やメタンほど顕著には見られない。また、季節変動を除いた北半球と南半球の濃度の差も二酸化炭素やメタンほど顕著に見られないが、人為起源の影響がより大きいと考えられる北半球が、南半球よりも 1 ppb 程度高い（図 3.1-20）。

綾里における一酸化二窒素濃度の経年変化を見ると、明瞭な季節変動は認められないが、年々増加している（図 3.1-21）。2020 年の年平均濃度は 335.5 ppb（速報値）であった。

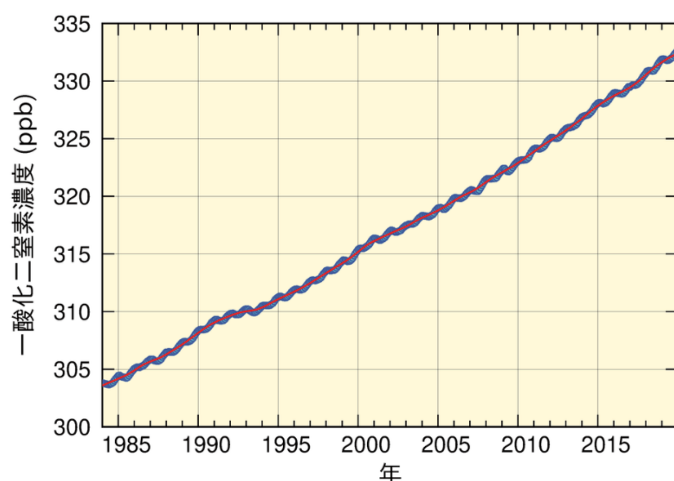


図 3.1-19　大気中の一酸化二窒素の世界平均濃度
WDCGG が収集した観測データから作成した大気中の一酸化二窒素の月別の世界平均濃度（青丸）と、季節変動成分を除いた濃度（赤線）を示す（WMO, 2019）。算出方法は WMO（2009）による。解析に使用したデータの提供元は WMO（2021）に掲載されている。

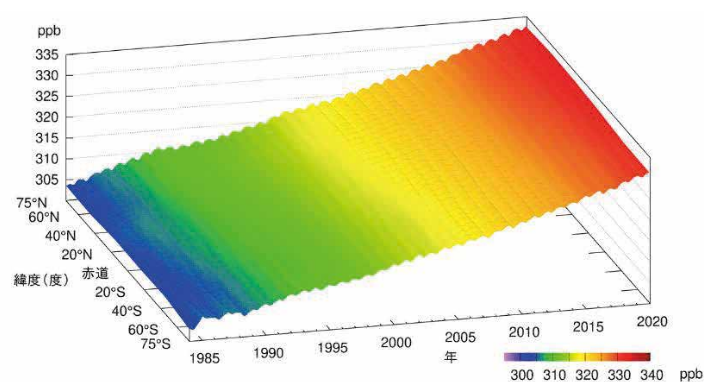


図 3.1-20　緯度帯別の大気中の一酸化二窒素濃度の経年変化
WDCGG が収集した観測データから作成した緯度帯別に平均した大気中の一酸化二窒素月平均濃度の経年変化を示す。算出方法は WMO（2009）による。解析に使用したデータの提供元は WMO（2021）に掲載されている。

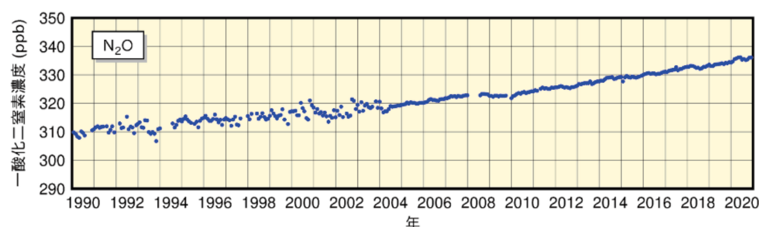


図 3.1-21　綾里における大気中の一酸化二窒素月平均濃度の経年変化
2004 年初めに観測装置を更新したため観測精度が向上し、観測値の変動が小さくなっている。

3.1.4 世界と日本におけるハロカーボン類

ハロカーボン類は、塩素、臭素等のハロゲン原子を含む炭素化合物の総称であり、その多くは強力な温室効果ガスであり、人工的な生産により、その大気中濃度は 20 世紀後半以降急速に増加した。その大気中濃度は二酸化炭素の 100 万分の 1 程度であるが、単位質量あたりの温室効果は二酸化炭素の数千倍を超えるものもある。

うちクロロフルオロカーボン類（CFC-11、CFC-12、CFC-113 など、塩素等ハロゲン元素を含んだ炭素化合物であるハロカーボンの一種。以下 CFC 類と表記。）は成層圏オゾンを破壊する物質であり、1987 年に採択され、1989 年に発効した「オゾン層を破壊する物質に関するモントリオール議定書（以下モントリオール議定書と表記。）」によりその生産等が規制されている。

一方、ハイドロフルオロカーボン類（フッ素及び水素を含んだ炭素化合物であるハロカーボン類の一種。以下 HFC 類と表記。）は成層圏オゾンを破壊する効果はなく、CFC 類の代替物質として使用されてきたが、強力な温室効果をもつため、2016 年に HFC 類をモントリオール議定書の規制対象物質に追加する改正（キガリ改正）が行われた（2019 年発効）。

(1) 世界のハロカーボン類

世界の大気中の CFC 類の濃度は、1980 年代までは急速に増加したが、1990 年代以降はモントリオール議定書による規制の効果により減少傾向が見られる（図 3.1-22）。要素別にみると、CFC-11 は 1992～1994 年頃を境に減少傾向に転じている。CFC-12 は 2003 年頃まで増加しその後減少傾向に転じている。CFC-113 は北半球で 1993 年頃を境に、南半球では 1996 年頃を境としてゆるやかな減少傾向に転じている。また、CFC 類の排出源が多く存在する北半球と排出源が少ない南半球の濃度を比較すると、1980 年代よりも 1990 年代以降の方が差が小さくなっており、このことからも、CFC 類の排出を抑制した効果が大気中の CFC 類の濃度に現れていることが分かる。

一方で、2012 年以降の大気中 CFC-11 の全球濃度の減少速度が、2002～2012 年の減少速度のおよそ 3 分の 2 に低下しているという観測結果が報告されている。その要因として、CFC-11 の全球排出量が増加していることが数値モデルの結果から推定されており、東アジアからの寄与が示唆されている（WMO, 2018a; WMO, 2018b; Montzka et al., 2018; Rigby et al., 2019）。

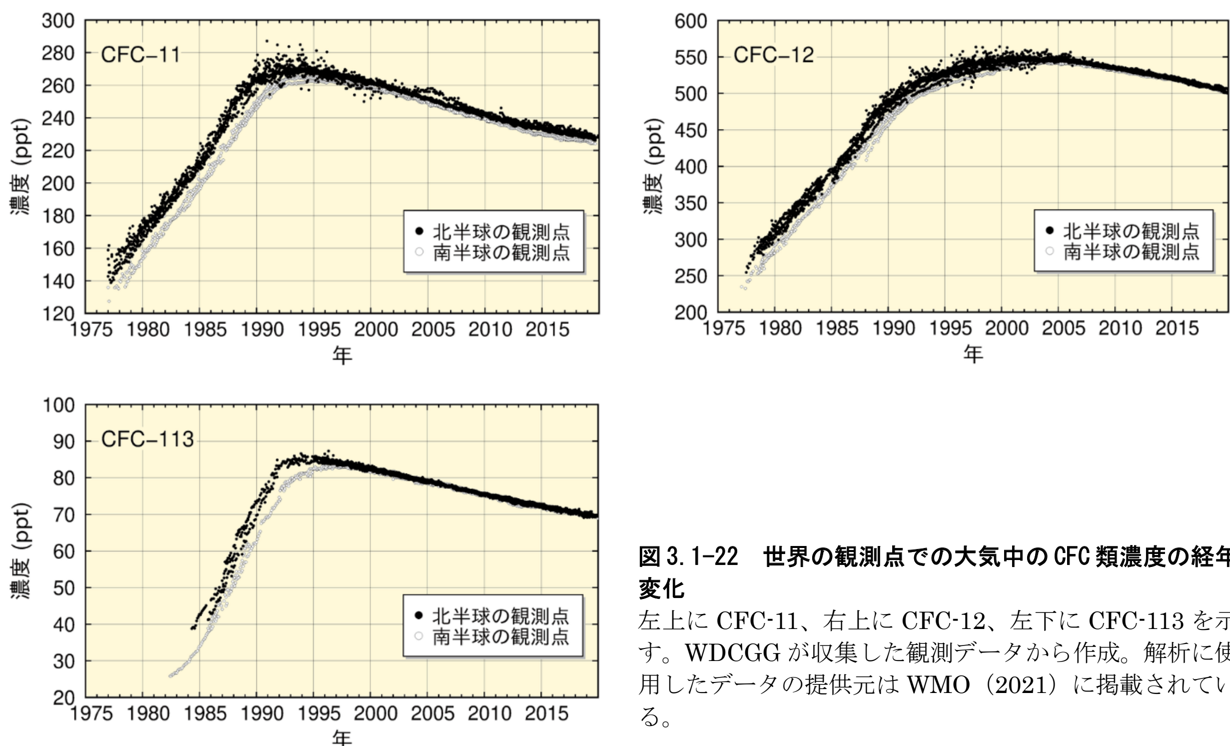


図 3.1-22　世界の観測点での大気中の CFC 類濃度の経年変化

左上に CFC-11、右上に CFC-12、左下に CFC-113 を示す。WDCGG が収集した観測データから作成。解析に使用したデータの提供元は WMO（2021）に掲載されている。

世界の大気中の HFC 類の濃度は、CFC 類同様に、HFC 類の排出源が多く存在する北半球の方が排出源が少ない南半球の濃度より高くなっている（図 3.1-23）。要素別に見ると、HFC-134a は大気中濃度が増加し続けているが、HFC-152a は近年その増加傾向が見られなくなってきていることが分かる。また、HFC-152a には顕著な季節変動が見られることが分かる。

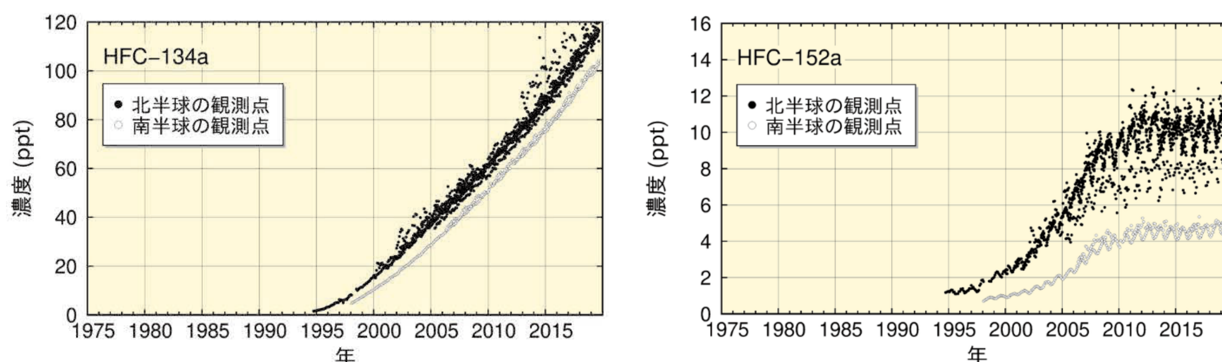


図 3.1-23　世界の観測点での大気中の HFC 類濃度の経年変化
左に HFC-134a、右に HFC-152a を示す。WDCGG が収集した観測データから作成。解析に使用したデータの提供元は WMO（2021）に掲載されている。

(2)　日本のハロカーボン類

綾里における CFC 類の観測結果においても大気中濃度の減少傾向がみられる（図 3.1-24）。要素別にみると、CFC-11 は世界的傾向と同様に 1993～1994 年の約 270 ppt をピークとして減少している。2011 年に CFC-11 濃度が極大を示しているが、これは、2011 年 3 月 11 日の東日本大震災と津波に関係して損傷したポリウレタン発泡断熱材から CFC-11 が漏れ出した可能性が指摘されている（Saito et al., 2015）。CFC-12 はその増加が 1995 年頃から緩やかになり 2005 年頃をピークに減少している。また、CFC-113 は 2001 年頃まで傾向がはっきりしないが、その後減少傾向がみられる。

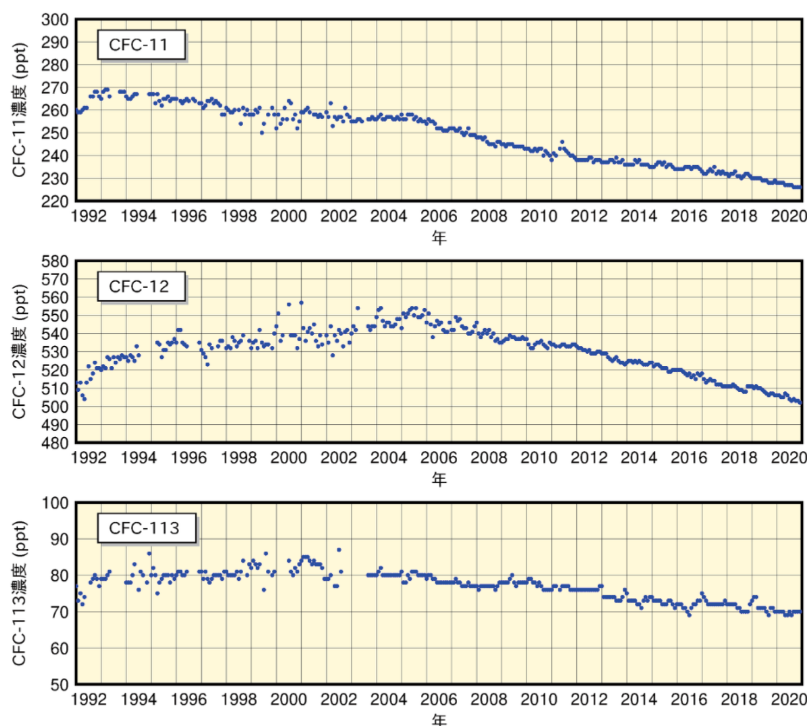


図 3.1-24　綾里における大気中の CFC 類濃度の経年変化
上から順に CFC-11、CFC-12、CFC-113 を示す。なお、2003 年 9 月に観測装置を更新したことにより観測精度が向上し、観測値の変動が小さくなっている。

気象庁では、2020 年 4 月から南鳥島で HFC 類の観測を開始した。南鳥島における HFC 類の観測結果においても、世界の観測結果と比較して、HFC-134a 及び HFC-152a については、大気中の濃度は北半球の他の観測地点とほぼ同程度の値となっている（図 3.1-25）。今後も長期的に監視を続けることが重要である。

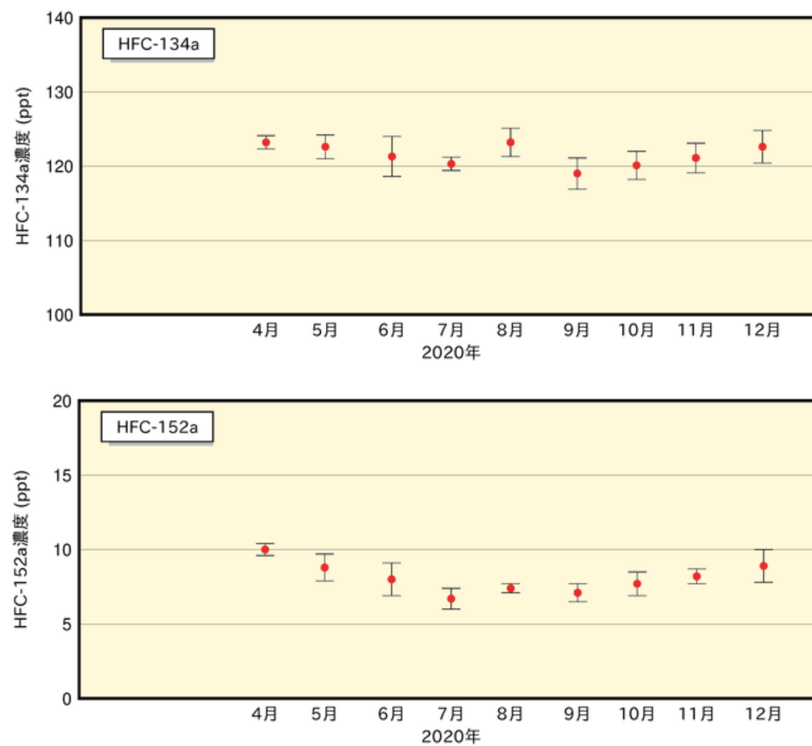


図 3.1-25　南鳥島における大気中の HFC 類濃度の変化
上から順に HFC-134a、HFC-152a を示す。南鳥島では、2020 年 4 月に観測を開始した。

3.2 日本におけるエーロゾル[56]と地上放射の変動

○ 地球規模で大きな影響を与えるような大規模な火山噴火は、1991 年のピナトゥボ火山噴火以降は発生していないため、日本におけるエーロゾル等による大気混濁係数のバックグランド値は 1963 年のアグン火山噴火以前のレベルに戻っている。
○ 2020 年の黄砂観測日数は 5 日、黄砂観測のべ日数は 10 日だった。

3.2.1 エーロゾル

国内の直達日射量[57]観測により得られる大気混濁係数[58]から対流圏の変動を除いたバックグランド値の経年変化を見ると、火山噴火による成層圏エーロゾルの影響が明瞭に確認できる（図 3.2-1）。1963 年から数年継続しているやや高い値、1982～1983 年と 1991～1993 年にみられる極大は、それぞれ 1963 年 2～5 月のアグン火山噴火（インドネシア）、1982 年 3～4 月のエルチチョン火山噴火（メキシコ）、1991 年 6 月のピナトゥボ火山噴火（フィリピン）によって火山ガスが成層圏に大量に注入され、成層圏が長期間にわたって混濁した結果である。ピナトゥボ火山噴火以降は大規模な火山噴火が発生していないため、日本における大気混濁係数はアグン火山噴火前のレベルまで戻っている。

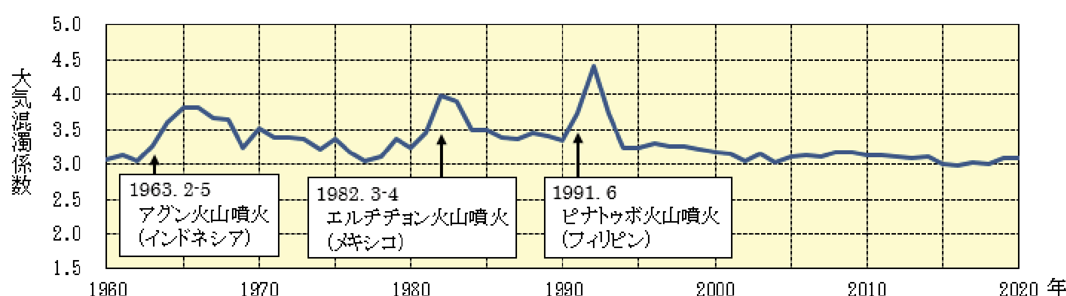


図 3.2-1 バックグランド大気混濁係数の経年変化（1960～2020 年）
大気混濁係数に含まれる水蒸気や黄砂、大気汚染エーロゾル等対流圏の変動による影響を除くため、大気混濁係数の月最小値を用いて国内 5 地点（札幌、つくば、福岡、石垣島、南鳥島）の平均値を求め、年平均値を算出している。矢印は大規模な火山噴火が発生した時期を示す。

3.2.2 黄砂

大陸より日本へ飛来する黄砂もエーロゾルの一種である。気象庁では、国内 11 地点（2020 年 12 月 31 日現在）の気象台で、職員が目視により大気中に黄砂粒子が浮遊していると判断した場合に「黄砂」として記録している。2020 年の黄砂観測日数（国内の気象台のいずれかで黄砂現象を観測した日数。同じ日に何地点で観測しても 1 日として数える。）は 5 日（図 3.2-2）、黄砂観測のべ日数（国内のそれぞれの気象台で黄砂現象を観測した日数の合計。同じ日に例えば 5 地点で黄砂が観測された場合には 5 日として数える。）は 10 日（図 3.2-3）であった。

---

56 「エーロゾル」については巻末の用語一覧を参照。
気象庁ホームページでは、エーロゾルや黄砂に関する情報を公表している。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/kosahp/aerosol.html （黄砂・エーロゾル）
https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/kosa/fcst/fcst-s_jp.html （黄砂情報）
57 直達日射量とは、太陽から地表面に直接入射するエネルギーである。直達日射量からは大気の濁り具合に関する指標であるホイスナー・デュボアの混濁係数（大気混濁係数）を算出することができる。
58 大気混濁係数は、エーロゾルのほか、水蒸気、オゾン、二酸化炭素等の日射の散乱・吸収に寄与する種々の物質を含む現実の大気の光学的厚さ（日射に対する大気の不透明さ、濁り具合）が、酸素や窒素などの空気分子以外の物質が存在しないと仮定した大気の光学的厚さの何倍であるかを表し、値が大きいほど大気を濁す物質が多いことを示す。

1967～2020 年の統計期間では、黄砂観測日数には変化傾向は見られないが、黄砂観測のべ日数は増加しているとみられる（信頼水準 90%で統計的に有意）。黄砂観測のべ日数の増加傾向は 2000～2010 年に黄砂観測のべ日数が多かった結果を反映しており、黄砂観測日数及び黄砂観測のべ日数とも年々の変動が大きく、変化傾向を確実に捉えるためには今後のデータの蓄積が必要である。

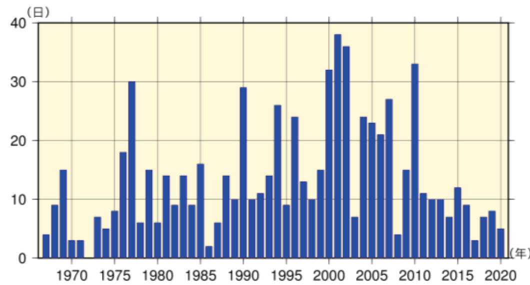


図 3.2-2　日本における年別の黄砂観測日数（1967～2020 年、現在(2020 年 12 月 31 日)まで観測を継続している国内 11 地点）

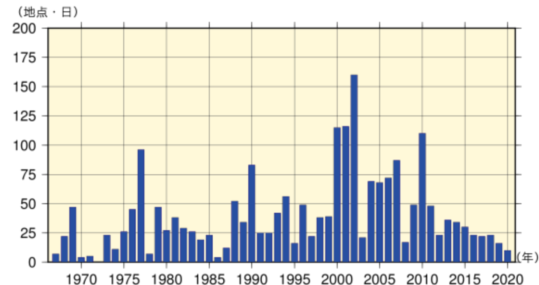


図 3.2-3　日本における年別の黄砂観測のべ日数（1967～2020 年、現在(2020 年 12 月 31 日)まで観測を継続している国内 11 地点）

3.2.3　日射と赤外放射

地球における放射収支の変化は気候変動をもたらすため、その変化を監視することは重要である。気象庁では、直達日射、散乱日射及び下向き赤外放射[59]を国内 5 地点（札幌・つくば・福岡・石垣島・南鳥島）で行っている（図 3.2-4）。

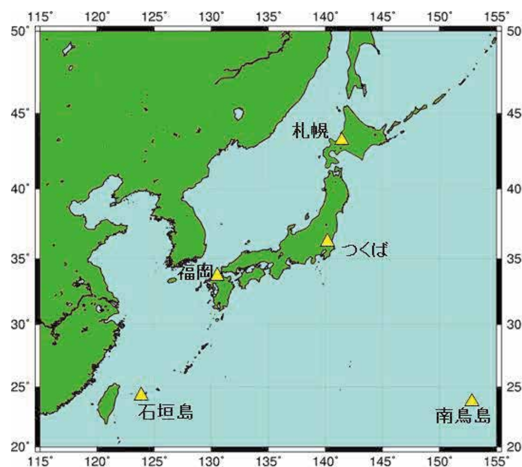


図 3.2-4　国内における日射及び赤外放射の観測地点

日本国内では札幌、つくば、福岡、石垣島、南鳥島の 5 地点で直達日射、散乱日射及び下向き赤外放射の観測を行っている。

(1)　全天日射量

世界の多くの地域における全天日射量は、1960 年頃から 1980 年代後半まで減少し、1980 年代後半から 2000 年頃まで急速に増加し、その後は大きな変化が見られないという傾向が報告されている（Ohmura, 2009）。日本における変化傾向（国内 5 地点平均）によると、1970 年代後半から 1990 年頃にかけて減少し、1990 年頃から 2000 年代初めにかけて増加し、その後は大きな変化は見られない。これは、前述の世界的な傾向とほぼ整合している（図 3.2-5）。

全天日射量の長期変化の原因としては、大気中の人為起源エーロゾルの変化による影響が大きく、

[59] 下向き赤外放射とは、天空の全方向から地表面に入射する赤外放射（赤外線）である。下向き赤外放射は、大気中の雲・水蒸気・炭酸ガス等からその絶対温度の 4 乗に比例して放射されるので、地球温暖化の監視に利用できる。

その他、雲量や雲の特性の変化も影響を与えていると考えられている（Wild, 2009)。日本の 1990 年頃から 2000 年代初めにかけての増加の原因についても、その 2/3 が人為起源エーロゾルの減少によるもので、残りの 1/3 が雲量の減少によるものと評価されており（Norris and Wild, 2009)、人為起源エーロゾルが全天日射量の変化に対して非常に大きな影響を与えていることが示されている。また、エーロゾルは種類によって光学特性が異なる。先述の日本における増加には、大気中に含まれる人為起源エーロゾル総量の減少のみならず、その構成の変化による平均的な光学的特性の変化が影響を及ぼしていることが解析により示されている（Kudo et al., 2012)。

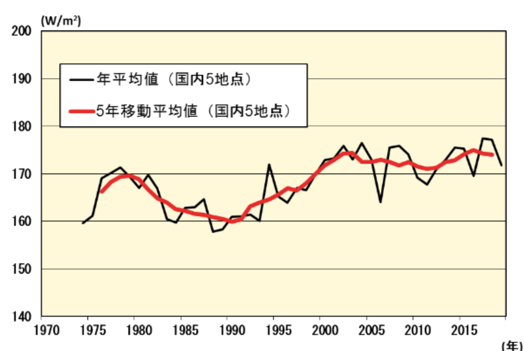


図 3.2-5 全天日射量の経年変化

国内５地点（札幌、つくば、福岡、石垣島、南鳥島）で平均した全天日射量（直達日射と散乱日射の和）の年平均値（黒線）及び５年移動平均値（赤線）。
年平均値は、日合計値の観測日数が 20 日以上である月の月平均値の平均を示す。2010 年３月（つくばのみ 1987 年 12 月）以前は全天日射計による全天日射量を使用し、2010 年４月（つくばのみ 1988 年１月）以後は直達日射計と散乱日射計から算出した全天日射量を使用している。2019 年の平均値は、障害に伴う欠測のため、札幌の９月の月平均値を用いずに算出した。2020 年の平均値は、観測所の移転に伴い札幌の月平均値が 2 か月間（2020 年 11 月、12 月）欠測となったため、算出していない。2018 年の移動平均値については、2016 年から 2019 年までの 4 年平均値を表示している。なお、2020 年の平均値及び 2018 年の移動平均値については、観測所移転後の解析結果を踏まえ、今後反映させる予定である。

(2) 下向き赤外放射量

地球温暖化の原因物質である二酸化炭素を始めとする大気中の温室効果ガスは、人間活動により年々増加を続けている。温室効果ガスの増加に伴う地球温暖化のシグナルは、地上気温の上昇よりも下向き赤外放射量の増加に明瞭に表れるため、下向き赤外放射量は地球温暖化の検出に有効な観測要素である。数値モデル実験の結果によれば、個々の観測地点における 20 年間の観測データを解析すれば、95%水準で統計的に有意な増加が検出可能であると示唆され、約 10 年間の実際の観測データによる解析では増加の兆候が明瞭に示されている（Wild and Ohmura, 2004)。

日本における下向き赤外放射量については、1990 年代初めからつくばにおいて研究観測が行われている。この観測データを用いて長期変化傾向を解析すると、1993～2020 年の期間に 1 年あたり約 0.3 W/m² の割合で増加している（図 3.2-6)。これは、全世界の基準地上放射観測網（BSRN) 20 観測地点の解析結果（1992～2009 年において、年 0.3W/m² の割合で増加）と整合している（WCRP, 2010)。

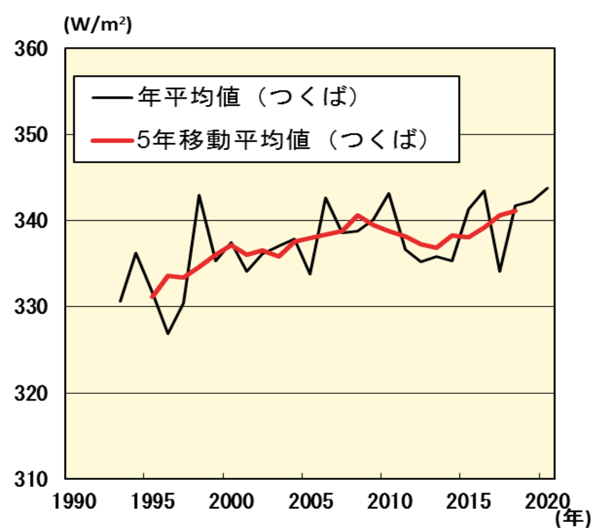


図 3.2-6　下向き赤外放射量の経年変化

つくばにおける下向き赤外放射量の年平均値（黒線）及び５年移動平均値（赤線）。

変化傾向の有意性の評価について

気温や降水量等の観測値は、様々な時空間スケールの大気や海洋の運動のため、大きく変動している。自然変動を背景に地球温暖化に伴う気候系の変化傾向をとらえるためには、観測データを適切な統計量に変換し、時系列で並べた統計量にランダムな変動要因だけでは説明しにくい系統的な変化傾向が含まれている可能性がどの程度か検定を行う。この「統計的検定」の結果、経年変化がランダムな変動要因だけでは説明できないと判断することが妥当な場合には、「統計的に有意な変化傾向がある」等と表現される。

本レポートでは、統計量に見られる経年変化傾向の有無の可能性について、統計的有意性を 99%、95%、90%の信頼水準で検定した結果を判断基準としており、それぞれ本文中の記述とは下表のとおり対応させている。

信頼水準	本文中の対応する記述
99%以上で有意	「増加（減少）している（信頼水準 99%で統計的に有意）」 「上昇（下降）している（信頼水準 99%で統計的に有意）」
95%以上で有意	「増加（減少）傾向が現れている（信頼水準 95%で統計的に有意）」 「上昇（下降）傾向が現れている（信頼水準 95%で統計的に有意）」
90%以上で有意	「増加（減少）しているとみられる（信頼水準 90%で統計的に有意）」 「上昇（下降）しているとみられる（信頼水準 90%で統計的に有意）」
上記以外	「変化傾向は見られない」

なお、この統計的検定にあたっては次のような手法により検定している。

(1) 統計量の年々変動成分が正規分布に従うことが仮定できる場合

気温偏差の場合、トレンド成分を除去した年々の統計量の出現頻度はおおむね正規分布に従うと考えることができる。正規分布とみなしてよい統計量に対しては、西暦年と累年の統計量との相関係数を用いて、t 検定を行う。

(2) 統計量の年々変動成分が正規分布に従うことが仮定できない場合

猛暑日や熱帯夜等の階級日数、1 時間降水量 50mm 以上等の発生頻度の統計量は正規分布に従うことが仮定できない場合があるので、これらの統計量に対しては分布に依らない検定（ノンパラメトリック検定）を行う。

統計的検定では、原理的に、「統計的に有意」と判定されてもその結果が誤りである可能性が常に存在する。「信頼水準 90%（95%、99%）以上で統計的に有意」の場合には、観測値における経年変化傾向がランダムな変動要因により出現しているにも関わらず誤って有意と判定してしまう確率をそれぞれ最大で 10%（5%、1%）まで許していることを意味している。逆に、系統的な変化傾向が存在していても、それを正しく検出できない場合もある。一般に、統計年数が短い、年々の変動幅が大きい、発生頻度が稀、等の場合には、今後新しいデータが追加されることにより検定結果が変化する可能性が大きい。本レポートの分析結果は、以上の性質に留意の上で活用されたい。

用語一覧（五十音順）

IPCC（気候変動に関する政府間パネル）

気候変動に関する政府間パネル。世界気象機関（WMO）と国連環境計画（UNEP）により、1988年に設立された。気候変動の（1）自然科学的根拠、（2）影響・適応策及び脆弱性、（3）緩和策について、各国の科学者や専門家による評価を行い、報告書としてとりまとめている。その報告書の内容は、地球温暖化に関する条約交渉などにおいて、様々な議論に科学的根拠を与える重要な資料として利用されている。

異常気象

一般に、過去に経験した現象から大きく外れた現象のこと。大雨や強風等の激しい数時間の現象から数か月も続く干ばつ、極端な冷夏・暖冬なども含む。また、気象災害も異常気象に含む場合がある。気象庁では、気温や降水量などの異常を判断する場合、原則として「ある場所（地域）・ある時期（週、月、季節等）において 30 年に 1 回以下の頻度で発生する現象」を異常気象としている。

エーロゾル

大気中に浮遊している固体あるいは液体の微粒子。地表や海面から舞い上がるものや、工業活動によって排出される煤煙、気体（前駆物質）から生成される二次生成粒子などがある。太陽光の吸収・散乱や凝結核として雲の生成などに影響する。エーロゾルのうち、粒子の大きさ（粒径）が 2.5μm 以下と非常に小さいものを微小粒子状物質（PM2.5）という。PM2.5 は、髪の毛の太さの 1/30 程度と非常に小さいため、吸引による健康への影響が懸念されている。

温室効果に関する用語

温室効果：地球の大気には二酸化炭素などの温室効果ガスと呼ばれる気体がわずかに含まれている。これらの気体は赤外線を吸収し、再び放出する性質があるため、太陽からの光で暖められた地球の表面から熱放射として放出された赤外線の多くが、大気に吸収され、再び射出された赤外線が地球の表面に吸収される。これらの過程により、地表面及び地表面付近の大気を暖めることを温室効果と呼ぶ。仮に温室効果が無い場合の地球の表面の平均温度は－19℃と見積もられているが、温室効果のために世界の平均気温はおよそ 14℃と推定される。大気中の温室効果ガスが増えると温室効果が強まり、地球の表面の気温が高くなる。代表的な温室効果ガスには、二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素などがある。なお、水蒸気は最も大きな温室効果を持つが、地球温暖化問題を議論する際には一般的に人為起源温室効果ガスとは区別して扱う。

二酸化炭素：地球温暖化に及ぼす影響が最も大きな温室効果ガス。工業化時代の始まり（18 世紀半ば）以降、人間活動に伴う化石燃料の消費、森林減少などの土地利用の変化、セメント生産などによる二酸化炭素の排出により大気中の濃度が増加しつつある。工業化以降に人間活動によって排出された二酸化炭素量のおよそ半分が大気中に残留しており、残りは大気から取り除かれ、海洋や陸上生物圏に蓄積されている（IPCC, 2013）。

メタン：二酸化炭素についで地球温暖化に及ぼす影響が大きな温室効果ガスである。大気中に放出されるメタンのおよそ 40%は自然起源（湿地やシロアリなど）であり、人間活動（畜産、稲作、化石燃料採掘、埋め立て、バイオマス燃焼など）によるものはおよそ 60%である（WMO, 2020）。メタンは、主に大気中の OH ラジカル（ラジカルとは非常に反応性が高く不安定な分子のこと）と反応し、消失する。

一酸化二窒素：1 分子あたりの温室効果が二酸化炭素の約 265 倍と大きく、対流圏では極めて安定しているため大気中の寿命が 121 年と長い気体である。大気中に放出される一酸化二窒素の約

60%は自然起源（海洋や土壌など）であり、人為起源（バイオマス燃焼、施肥及び各種工業過程など）によるものは約 40%である（WMO, 2020）。これらは成層圏において主に太陽紫外線により分解されて消滅する。

ハロカーボン類：塩素、臭素等のハロゲン原子を含む炭素化合物の総称であり、その多くは強力な温室効果ガスであり、人工的な生産により、その大気中濃度は 20 世紀後半以降急速に増加した。その大気中濃度は二酸化炭素の 100 万分の 1 程度であるが、単位質量あたりの温室効果は二酸化炭素の数千倍を超えるものもある。クロロフルオロカーボン類（CFC-11、CFC-12、CFC-113 など。これを日本では一般に「フロン」と呼ぶ場合がある）、四塩化炭素、ハイドロクロロフルオロカーボン類（HCFCs）、1,1,1-トリクロロエタン、塩化メチル、ハロン類、臭化メチルなどは、温室効果ガスであると同時にオゾン層破壊物質でもある。この他、ハイドロフルオロカーボン類（HFC-134a、HFC-152a など。）などがある。

モントリオール議定書：オゾン層を破壊するおそれのある物質を特定し、当該物質の生産や消費の規制とそのスケジュールを規定するために 1987 年にカナダで採択され 1989 年に発効した国際条約。我が国は 1988 年に締結した。採択後もオゾン層の破壊状況について各国で検討を行い、規制措置の強化のための改正がなされた。正式名称は「オゾン層を破壊する物質に関するモントリオール議定書」。

ppm, ppb, ppt：対象物質がどの程度大気中に存在しているかを表す割合。ppm（parts per million）は 10^{-6}（乾燥空気中の分子 100 万個中に 1 個）、ppb（parts per billion）は 10^{-9}（10 億個中に 1 個）、ppt（parts per trillion）は 10^{-12}（1 兆個中に 1 個）。

海面水温の変動に関する用語

エルニーニョ／ラニーニャ現象：エルニーニョ現象は、太平洋赤道域の日付変更線付近から南米沿岸にかけて海面水温が平年より高くなり、その状態が一年程度続く現象である。逆に、同じ海域で海面水温が平年より低い状態が続く現象はラニーニャ現象と呼ばれ、いずれも数年に一度発生する。エルニーニョ現象やラニーニャ現象は、日本を含め世界中の異常な天候の要因となり得ると考えられている。

気象庁では、エルニーニョ監視海域（北緯 5 度～南緯 5 度、西経 150 度～西経 90 度；図 A 中の NINO.3 の領域）の月平均海面水温の基準値（その年の前年までの 30 年間の各月の平均値）との差の 5 か月移動平均値が、6 か月以上続けて+0.5℃以上／−0.5℃以下となった場合をエルニーニョ／ラニーニャ現象としている。

図 B は典型的なエルニーニョ現象及びラニーニャ現象が発生している時の太平洋における海面水温の平年偏差の分布を示している。日付変更線（経度 180 度）の東から南米沿岸にかけての赤道沿いで、赤あるいは青の色が濃く、海面水温の平年偏差が大きくなっている。

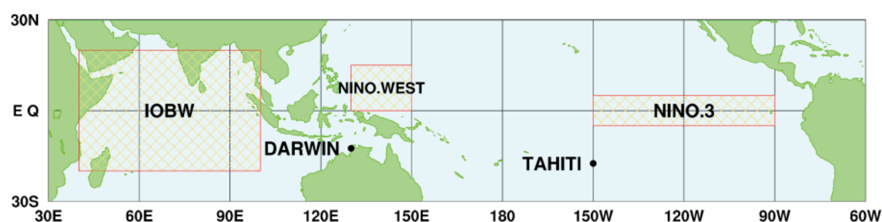


図 A　エルニーニョ監視海域（NINO.3）の位置

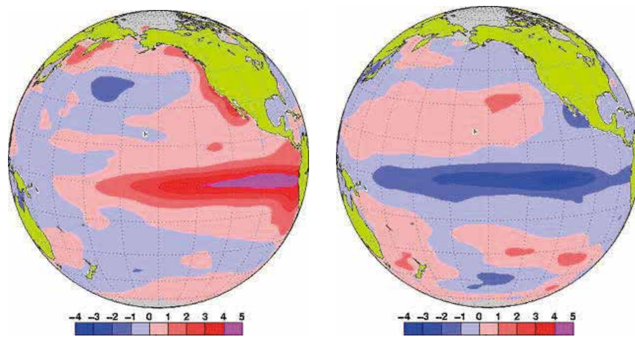


図 B　エルニーニョ現象時（1997 年 11 月）の月平均海面水温平年偏差（左）及び、ラニーニャ現象時（1988 年 12 月）の月平均海面水温平年偏差（右）
赤が平年より高く、青が平年より低く、色が濃いほど平年偏差が大きいことを表す。左の図は、1997/1998 エルニーニョ現象が最盛期にあった 1997 年 11 月における海面水温の平年偏差、右の図は 1988/1989 ラニーニャ現象が最盛期であった 1988 年 12 月における海面水温の平年偏差。単位は℃。

南方振動：エルニーニョ／ラニーニャ現象は、太平洋の赤道付近で吹いている持続的な東風（貿易風）と密接な関係がある。貿易風は、エルニーニョ現象時には弱く、ラニーニャ現象時には強い傾向が見られる。貿易風の強さを決める要因は太平洋の東部と西部の間の海面気圧の差だが、この気圧差は大小を交互に繰り返しており、これを南方振動という。エルニーニョ／ラニーニャ現象と南方振動は、それぞれが独立に起きているのではなく、大気と海洋が相互に影響を及ぼしあって起きている一つの現象の異なった側面であり、これらを総合的に捉えて「エルニーニョ・南方振動（El Niño - Southern Oscillation）」、略して「エンソ（ENSO）」という。

太平洋十年規模変動（Pacific Decadal Oscillation：PDO）：北太平洋で大気と海洋が連動して十年から数十年の時間規模で変動する現象。海面水温が北太平洋中央部で平年より低く（高く）なるとき、北太平洋東部や太平洋赤道域の中部から東部で平年より高く（低く）なる変動。このとき、海面気圧が北太平洋の高緯度で平年より低く（高く）なる傾向がある。このような大気循環の変化に伴い、北米を中心に天候への影響が見られる。

インド洋ダイポールモード現象：北半球の夏から秋（6～11 月）にインド洋熱帯域の海面水温が、南東部（スマトラ島沖）で平年より低くなり、西部で平年より高くなる現象。このとき現れる海面水温偏差の東西二極の構造によりダイポール（双極子）モードと呼ばれる。これとは逆に海面水温がスマトラ島沖で平年より高くなり、西部で平年より低くなる場合を負のインド洋ダイポールモード現象と呼び、先に説明した現象を正の現象として区別している。海面水温が平年より高く（低く）なる海域で大気の対流活動が平年より活発（不活発）になることによる大気循環場の変化に伴い、インドネシアや東アフリカのほか、日本付近やオーストラリアの天候への影響が見られる。

海水の性質に関する用語

北太平洋亜熱帯モード水（NPSTMW; North Pacific Subtropical Mode Water）：黒潮続流南側の亜熱帯循環北西部海域において形成される冬季の深い混合層の水が海洋内部に沈みこむことで形成された等温層として定義される。137 度定線においては、20°～30°N の 100～400m 深にみられる 16～18℃の等温層がこれにあたる。

北太平洋中層水（NPIW; North Pacific Intermediate Water）：本州東方において、黒潮系の海水と親潮系の海水が混合することで形成される中層塩分極小で特徴付けられる水。137 度定線においては、20°～30°N の 800m 深を中心に塩分 34.0 以下の領域がこれにあたる。

気候変動

ある地点や地域の気候が変わること。ある時間規模から見て一方向に変化することを「気候変化」、可逆な変化を「気候変動」として区別することもある。地球の気候システムの内部変動に起因する数年規模の変動から、外部強制力による数万年以上の規模の変動までを含む。

極端現象

気候的な平均状態から大きく離れた現象。異常気象は 30 年に 1 回以下の発生頻度の現象を指すが、極端現象はこれより発生頻度が大きい現象も含む。台風のように年に複数回起こる現象でも気象災害を起こしたり、社会経済に大きな影響を及ぼすことから、統計上の発生頻度に関わらず極端現象と呼ぶ。

黄砂

中国大陸を発生源とする土壌粒子エーロゾルがもたらす現象。東アジアの砂漠域（ゴビ砂漠、タクラマカン砂漠など）や黄土地帯から吹き上げられた多量の砂じん（砂やちりなど）が、上空の強い風によって東方へ輸送され、徐々に降下する現象。日本における黄砂現象は、春先から初夏にかけて観測されることが多く、空が黄褐色に煙ることにより、一般にもよく知られた現象である。現象が著しいときは、視程の悪化により交通機関へ影響を与える場合がある。

人為起源

ある現象の原因のうち、人間活動に帰せられるもの。気候変動の場合、気候システムの内部変動等は自然起源であるのに対して、人間活動に伴う温室効果ガスやエーロゾル等の排出に起因する変動について人為起源と呼ぶ。

長期変化傾向

年々の値から短周期の変動を取り除いた際の変化の方向、又はその量。10 年や 100 年あたりの変化量として表すことが多い。

平年値

その地点での気候を表す値で、その時々の気象（気温、降水量、日照時間など）や天候（冷夏、暖冬、少雨、多雨）を評価する基準として利用される。気象庁では、西暦年の 1 の位が 1 の年から続く 30 年間の平均値をもって平年値とし、10 年ごとに更新している。現在は、1981～2010 年の観測値による平年値を使用しているが、2021 年は平年値を更新する年にあたり、5 月 19 日より 1991～2020 年の観測値による新しい平年値を使用する。

北極振動

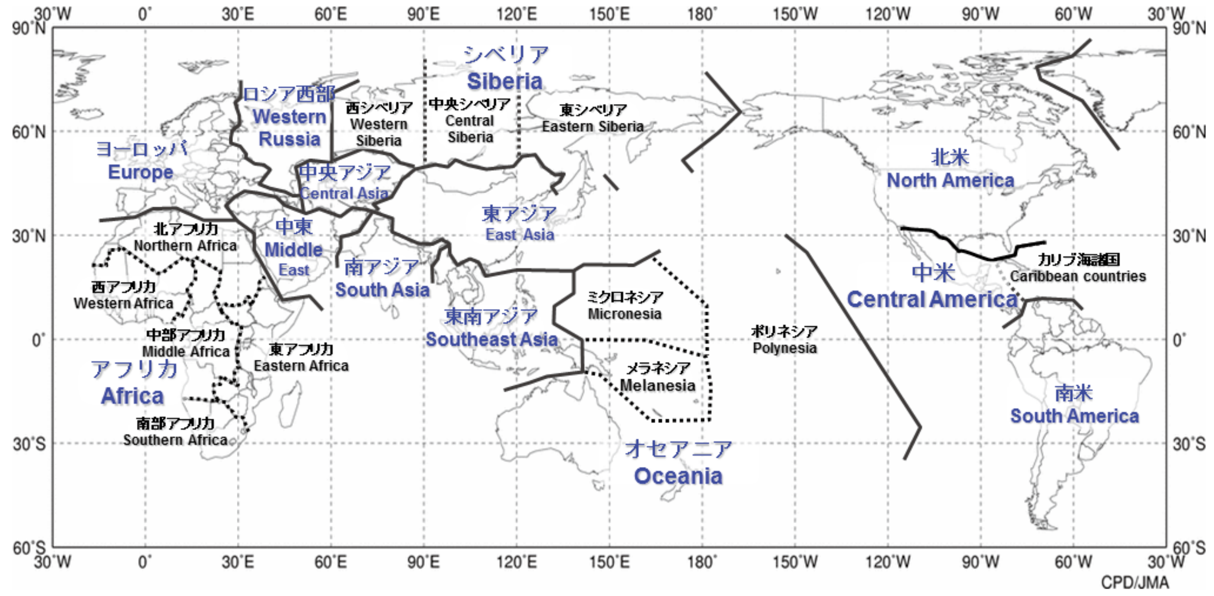
高緯度域と中緯度域における海面気圧が、シーソーのように一方が高いと一方が低くなる現象である。北極地方の海面気圧が平年より高く、中緯度帯の気圧が平年より低い場合を「負の北極振動」と呼び、北極地方から中緯度に向かって寒気が流れ込みやすくなる。逆に、北極地方の気圧が平年より低く、中緯度帯の気圧が平年より高い場合を「正の北極振動」と呼び、中緯度への寒気の南下が弱くなる。

モンスーン

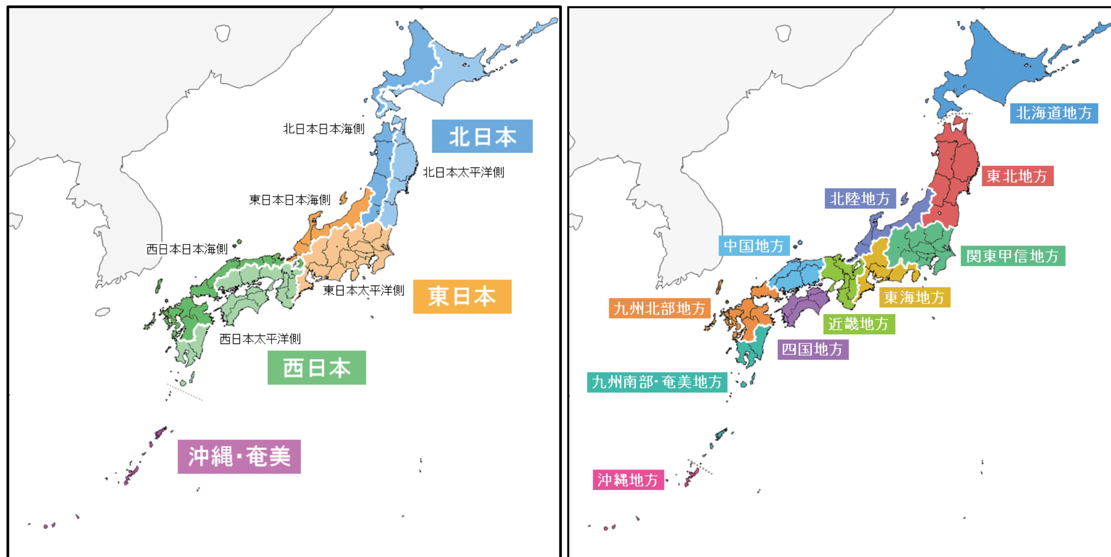
季節風（季節的に交替する卓越風系）を意味し、広い意味では、この季節風に伴う雨の変化（雨季・乾季）も含めてモンスーンと定義される。季節風が卓越する地域はモンスーン気候帯と呼ばれ、アジア大陸からオーストラリア北部にかけては最も典型的なモンスーン気候帯である。

これらのほか、用語については気象庁ホームページの予報用語一覧も参考のこと。
（https://www.jma.go.jp/jma/kishou/know/yougo_hp/mokuji.html）

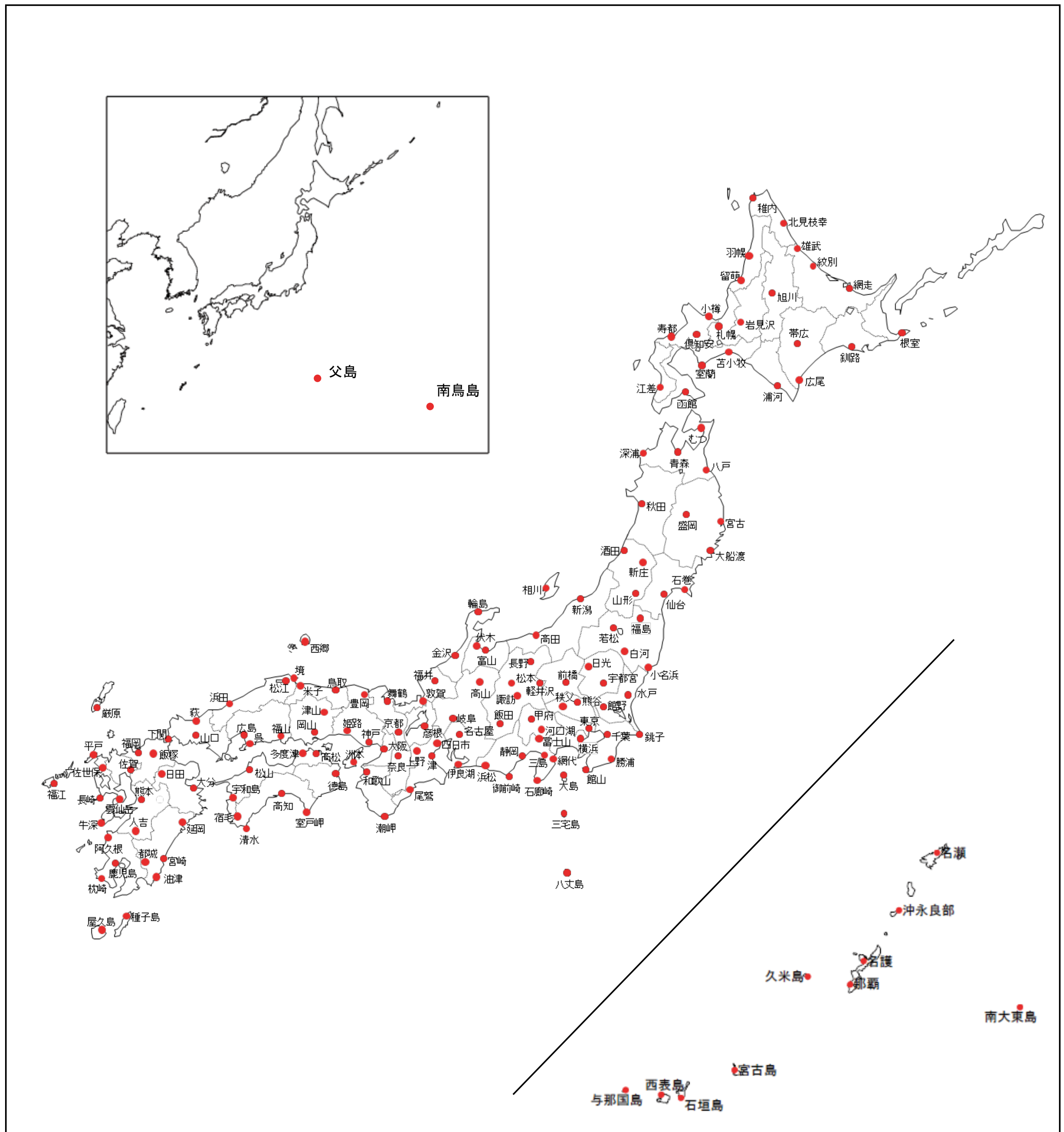
参考図



参考図１　世界の地域区分



参考図２　日本の地域区分



参考図 3　日本の地上気象観測所分布図

引用文献

【トピックス】

Hayashi, M., et al., 2021: The Northwestern Pacific Warming Record in August 2020 Occurred Under Anthropogenic Forcing. Geophys. Res. Lett., 48, doi: 10.1029/2020GL090956.

【第 1 章】

EM-DAT: The OFDA/CRED International Disaster, Database – www.emdat.be – Université Catholique de Louvain – Brussels – Belgium（米国国際開発庁海外災害援助局とルーベンカトリック大学災害疫学研究所（ベルギー）の災害データベース）.

気象庁, 1997: 表紙の説明：夏のアジアモンスーン OLR インデックス. 気候系監視報告, 平成 9 年 6 月.

Kobayashi et al., 2015: The JRA-55 Reanalysis: General specifications and basic characteristics. J. Meteor. Soc. Japan., 93, 5-48.

【第 2 章】

IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.

IPCC, 2019: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)]. In press.

Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto and T. Matsumoto, 2005: Objective Analyses of Sea-Surface Temperature and Marine Meteorological Variables for the 20th Century Using ICOADS and the KOBE Collection. Int. J. of Climatology, 25, 865-879.

Ishii, M., Y. Fukuda, H. Hirahara, S. Yasui, T. Suzuki, and K. Sato, 2017: Accuracy of Global Upper Ocean Heat Content Estimation Expected from Present Observational Data Sets. SOLA, Vol. 13, 163-167, doi:10.2151/sola.2017-030.

Mantua, N. J. and S. R. Hare, 2002: The Pacific Decadal Oscillation. J. Oceanogr., 58, 35－44, doi: 10.1023/A:1015820616384.

気象庁, 2011: 衛星データによる積雪域解析. 気候系監視資料 2010.

【第 3 章】

Dettinger, M. D. and M. Ghil, 1998: Seasonal and interannual variations of atmospheric CO_2 and climate. Tellus, 50B, 1－24.

Doney, S. C., V. J. Fabry, R. A. Feely and J. A. Kleypas, 2009: Ocean acidification: The other CO_2 problem, Annu. Rev. Mar. Sci., 1, 169–192, doi:10.1146/annurev.marine.010908.163834.

Friedlingstein, P., et al., 2020: Global Carbon Budget 2020, Earth Syst. Sci. Data, 12, 3269–3340, doi.org/10.5194/essd-12-3269-2020.

Iida, Y., et al., 2020: Global trends of ocean CO2 sink and ocean acidification: an observation-

based reconstruction of surface ocean inorganic carbon variables. J. Oceanogr., doi.org/10.1007/s10872-020-00571-5.

IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.

Keeling, C. D., T. P. Whorf, M. Wahlen and J. van der Plicht, 1995: Interannual extremes in the rate of rise of atmospheric carbon dioxide since 1980. Nature, 375, 666－670.

Keeling, R. F., S. C. Piper, and M. Heinmann, 1996: Global and hemispheric CO_2 sinks deduced from changes in atmospheric O_2 concentration. Nature, 381, 218-221.

Kudo, R., et al., 2012: Aerosol impact on the brightening in Japan. J. Geophys. Res., 117(D07208), doi:10.1029/2011JD017158.

Le Quéré, C., et al., 2016: Global Carbon Budget 2016, Earth Syst. Sci. Data, 8, 605-649, doi:10.5194/essd-8-605-2016.

Montzka, S. A. et al., 2018: An unexpected and persistent increase in global emissions of ozone-depleting CFC-11, Nature, 557, 413-417, doi:10.1038/s41586-018-0106-2.

Niwa, Y., et al., 2014: Seasonal Variations of CO_2, CH_4, N_2O and CO in the Mid-Troposphere over the Western North Pacific Observed Using a C-130H Cargo Aircraft. J. Meteorol. Soc. Japan, 92(1), 50-70, doi:10.2151/jmsj.2014-104.

Norris, J. R., and M. Wild, 2009: Trends in aerosol radiative effects over China and Japan inferred from observed cloud cover, solar "dimming," and solar "brightening,". J. Geophys. Res., 114(D00D15), doi:10.1029/2008JD011378.

Ohmura, A., 2009: Observed decadal variations in surface solar radiation and their causes. J. Geophys. Res., 114(D00D05), doi: 10.1029/2008JD011290.

Raven, J., et al., 2005: Ocean acidification due to increasing atmospheric carbon dioxide. Policy Document 12/05. The Royal Society, London, UK, 60 pp.

Rayner, P. J., I. G. Enting, R. J. Francey, and R. Langenfelds, 1999: Reconstructing the recent carbon cycle from atmospheric CO_2, $\delta^{13}C$ and O_2/N_2 observations. Tellus, 51B, 213-232.

Rigby, M., et al., 2019: Increase in CFC-11 emissions from eastern China based on atmospheric observations, Nature, 569, 546-550, doi:10.1038/s41586-019-1193-4.

Saito, T., et al., 2015: Extraordinary halocarbon emissions initiated by the 2011 Tohoku earthquake. Geophys. Res. Lett., 42, doi:10.1002/2014GL062814.

Sweeney, C., et al., 2015: Seasonal climatology of CO_2 across North America from aircraft measurements in the NOAA/ESRL Global Greenhouse Gas Reference Network, J. Geophys. Res. Atmos., 120, 5155-5190, doi:10.1002/2014JD022591.

Tsuboi, K., et al., 2013: Evaluation of a new JMA aircraft flask sampling system and laboratory trace gas analysis system. Atmos. Meas. Tech., 6, 1257–1270, doi:10.5194/amt-6-1257-2013.

Umezawa, T., et al., 2018: Seasonal evaluation of tropospheric CO_2 over the Asia-Pacific region observed by the CONTRAIL commercial airliner measurements, Atmos. Chem. Phys., 18, 14851-14866, doi:10.5194/acp-18-14851-2018.

WCRP, 2010: Summary Report from the Eleventh Baseline Surface Radiation Network (BSRN) Scientific Review and Workshop. WCRP Informal Report No. 08/2010, 21pp.

Wild, M., 2009: Global dimming and brightening: A review. J. Geophys. Res., 114(D00D16), doi:10.1029/2008JD011470.

Wild, M. and A. Ohmura, 2004: BSRN longwave downward radiation measurements combined with GCMs show promise for greenhouse detection studies. GEWEX news, 14, 4, 20 pp.

WMO, 2009: Technical report of global analysis method for major greenhouse gases by the World Data Center for Greenhouse Gases. GAW Report , 184, WMO/TD, 1473.

WMO, 2018a: Scientific assessment of ozone depletion: 2018. Global Ozone Research and Monitoring Project-Report, 58.WMO, 2018b: WMO Greenhouse Gas Bulletin, 14.

WMO, 2020: WMO Greenhouse Gas Bulletin, 16.

（英語版）　https://www.wmo.int/pages/prog/arep/gaw/ghg/GHGbulletin.html

（日本語訳）　https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/info/wdcgg/wdcgg_bulletin.html

WMO, 2021: WMO WDCGG DATA SUMMARY, WDCGG No.45, GAW Data Volume IV-Greenhouse Gases and Other Atmospheric Gases, published by the Japan Meteorological Agency in co-operation with World Meteorological Organization. Available at https://gaw.kishou.go.jp/publications/summary. (in preparation)

謝辞

本書は、気象庁関係各部が作成し、内容に関する検討は、以下の先生方の協力を得た。

鬼頭 昭雄　一般財団法人 気象業務支援センター
研究推進部 研究員
須賀 利雄　国立大学法人 東北大学 大学院理学研究科 教授
藤部 文昭　公立大学法人 東京都立大学 都市環境科学研究科 特任教授
町田 敏暢　国立研究開発法人 国立環境研究所 地球環境研究センター
大気・海洋モニタリング推進室 室長
渡部 雅浩　国立大学法人 東京大学 大気海洋研究所 教授

（敬称略）

気候変動に関する情報リスト

ジャンル	名称	開始年 報告頻度	概要
特定の現象に関する見解	日本の異常気象の状況と要因 https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/longfcst/extreme_japan/index.html	平成 29（2017）年より随時	社会的に大きな影響をもたらした異常気象や天候について、その特徴と要因をまとめたもの。異常気象分析検討会の見解も掲載。
	世界の異常気象の状況と要因 https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/monitor/extreme_world/index.html	平成 31（2019）年より随時	世界の異常気象の発生状況に関する情報や、社会的に大きな影響をもたらした異常気象や天候について特徴と要因をまとめたもの。
	災害をもたらした気象事例 https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/report/index.html	昭和 20（1945）年より随時	過去に発生した主な気象災害事例の詳細を掲載。
データ集	温室効果ガス https://www.data.jma.go.jp/ghg/info_ghg.html	平成 21（2009）年より随時	大気中の二酸化炭素など温室効果ガス濃度の観測結果やシミュレーションにより解析した二酸化炭素の濃度分布などを掲載。
	二酸化炭素と海洋酸性化に関する診断表、データ https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/index_co2.html	平成 17（2005）年より随時	海水中の二酸化炭素濃度や海洋の二酸化炭素蓄積量などの長期変化傾向を掲載。
	大雨や猛暑日など（極端現象）のこれまでの変化 https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/extreme/extreme_p.html	平成 30（2018）年より随時	気象庁の観測データに基づく、大雨や猛暑日など（極端現象）のこれまでの変化を掲載。
	気温・降水量の長期変化傾向 https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/index.html	平成 15（2003）年より随時	世界及び日本の気温や降水量の経年変化を掲載。
	海洋の健康診断表定期診断表 https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/index.html	平成 17（2005）年より随時	海水温、海流、波浪、潮汐などの要素に加え、地球温暖化や海洋酸性化、海洋汚染など海洋に関する環境について診断するとともに、今後の見通しに関する情報や過去のデータを提供するもの。
観測・監視	WMO 温室効果ガス年報の和訳 https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/info/wdcgg/wdcgg_bulletin.html	平成 18（2006）年より毎年	世界気象機関（WMO）が発行する、世界の温室効果ガスの状況の取りまとめを気象庁が和訳したもの。掲載されている解析は気象庁が行っている。
	気候変動監視レポート https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/monitor/index.html	平成 8（1996）年より毎年	その年までの地球環境・海洋の観測・監視情報を、報道機関や政策決定者向けに横断的に提供するもの。英語版を「Climate Change Monitoring Report」として提供している。
	海洋の健康診断表総合診断表 https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/sougou/index.html	平成 18（2006）年よりおよそ 10 年毎	気候変動に加え、気候より短い時間スケールの現象、海洋汚染、診断項目に関する過去文献のレビューや海洋に関する基礎知識を提供するもの。
	ヒートアイランド現象 https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/index_himr.html	平成 16（2004）年より毎年	都市化の影響による気温上昇等について分析したもの。

その他の報告書	**日本の気候変動2020 —大気と陸・海洋に関する観測・予測評価報告書—** https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/ccj/index.html	令和 2（2020）年	日本及びその周辺における大気中の温室効果ガスの状況や、気温や降水、海面水温などの現在までに観測されている変化と将来予測される変化をまとめたもの。
	気候変動影響評価報告書 http://www.env.go.jp/earth/tekiou.html	令和 2（2020）年より 5 年毎	環境省が取りまとめて公表した報告書。「総説」は気候変動適応法（平成 30 年法律第 50 号）に基づくもので、各分野における気候変動の影響や、気温や降水量などの観測事実と将来予測、影響の評価に関する今後の課題や現在の政府の取組がまとめられている。
	気候変動の観測･予測及び影響評価統合レポート 2018 ～日本の気候変動とその影響～ https://www.env.go.jp/earth/ondanka/knowledge.html	平成 30（2018）年	日本を対象とした気候変動の観測・予測・影響評価に関する知見を掲載。環境省・文部科学省・農林水産省・国土交通省・気象庁が共同で作成。

リサイクル適性Ⓐ
この印刷物は、印刷用の紙へ
リサイクルできます。